

УДК 551.761.1

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ АБИНСКОЙ СЕРИИ КУЗНЕЦКОГО ПРОГИБА (*Южная Сибирь*) В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ФОРМИРОВАНИЯ СИБИРСКОЙ КРУПНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ НА РУБЕЖЕ ПЕРМИ И ТРИАСА

А.А. Елисеев^{1,2}, Д.В. Метелкин^{1,2}, В.В. Абашев^{1,2}, Н.Э. Михальцов^{1,2},
Е.В. Виноградов^{1,2}, В.Ю. Брагин²

¹Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Представлены результаты систематического палеомагнитного изучения абинской серии Кузнецкого прогиба, включающей характерный вулканический комплекс, который отвечает эволюции пермско-триасовой Сибирской крупной магматической провинции. В пределах серии установлено четыре зоны магнитной полярности. Пересмотрена корреляция вулканических покровов мальцевской свиты основания серии с ивакинской свитой Норильского района, формирование которой связывают с наиболее ранним этапом траппового магматизма. Показано, что начало формирования покровной фации салтымаковского комплекса в Кузнецком ареале соответствует границе субхронов LT1n.1n и LT1n.1r (251.2 млн лет), которая проходит внутри кедровской подсвиты мальцевской свиты. Выявленная граница прослежена в магнитостратиграфических разрезах Маймече-Котуйского, Колтогоро-Уренгойского, Западно-Таймырского, Норильского районов Сибирской крупной магматической провинции и предполагает корреляцию покровов мальцевской свиты с верхней частью нерасщепленного интервала онкучакской — тыванкитской (?) свит, основанием коротчаевской свиты, верхнетамской свитой и кровлей самоедской свиты. Длительность этого главного импульса вулканализма в Кузнецком прогибе не превышает 0.1 млн лет. Вулканические покровы второго существенно менее интенсивного импульса яминской свиты сопоставляются с маймечинской свитой Маймече-Котуйского района и верхами коротчаевской свиты Колтогорско-Уренгойского ареала. Таким образом, формирование всей абинской серии, включая осадочный комплекс сосновской свиты, происходило в течение не более чем 1.5 млн лет, синхронно (за исключением инициального этапа) с образованием основной части Маймече-Котуйского и Колтогорско-Уренгойского трапповых разрезов. Ранний магматизм ивакинского времени и его аналогов в других районах Сибирской провинции, отвечающий границе перми и триаса, в Кузнецком прогибе, вероятно, приходится на перерыв, отмечаемый между тайлагунской свитой и абинской серией. Рассчитанный средний по разрезу палеомагнитный полюс $P\text{Lat} = 59.0^\circ$, $P\text{Lon} = 160.3^\circ$, $A_{95} = 5.7^\circ$, $N = 33$ характеризует палеогеографическое положение структур Кузнецкого прогиба и может рассматриваться в качестве референтного для рубежа перми—триаса.

Магнитостратиграфия, абинская серия, Кузнецкий прогиб, граница перми—триаса, трапповый магматизм, Сибирский суперплутон

PALEOMAGNETISM OF THE ABINSKAYA GROUP OF THE KUZNetsk DEPRESSION (*southern Siberia*) – IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF THE SIBERIAN LARGE IGNEOUS PROVINCE AT THE PERMIAN–TRIASSIC BOUNDARY

А.А. Eliseev, Д.В. Metelkin, В.В. Abashev, Н.Э. Mikhaltsov, Е.В. Vinogradov, В.Ю. Bragin

We report results of a systematic paleomagnetic study of the Abinskaya Group of the Kuznetsk depression, including a typical volcanic complex that reflects important features of the evolution of the Permian–Triassic Siberian large igneous province (LIP). Four zones of magnetic polarity have been established in the group's deposits. We revise the correlation of the volcanic sheets of the Mal'tsevo Formation (Fm.) at the base of the group with the Ivakinsky Fm. of the Norilsk region, which is linked to the initiation of trap magmatism. The beginning of the eruption of the Saltymak complex volcanic rocks in the Kuznetsk area corresponds to the boundary between subchrons LT1n.1n and LT1n.1r (251.2 Ma) within the Kedrovka sub-formation of the Mal'tsevo Fm. This boundary was traced in the magnetostratigraphic sections of the Maimecha-Kotui, Koltogor-Urengoy, Western Taimyr, and Norilsk regions of the Siberian LIP and suggests a correlation of the Mal'tsevo Fm. volcanic rocks with the upper part of the undifferentiated interval of the Onkuchak – Tyvankit (?) Fms., the base of the Korotchaev Fm., the Verkhnetam Fm. and the top of the Samoed Fm. The duration of this main pulse of volcanism in the Kuznetsk depression did not exceed 0.1 Myr. The volcanic sheets of the second, significantly weaker pulse of the Yamin Fm. are compared with the Maimecha Fm. of the Maimecha-Kotui area and the top of the Korotchaev Fm. of the Koltogor-Urengoy area. Thus, the accumulation of the entire Abinskaya Group, including the sedimentary complex of the Sosnovka Fm., lasted no more than 1.5 Myr. Except for the initial

stage, this coincided with the eruption of most of the Maimecha-Kotui and Koltogor-Urengoy trap sections. The early magmatism of the Ivakinsky time and its analogs in other areas of the Siberian province during the Permian-Triassic boundary in the Kuznetsk depression probably corresponds to the break between the Tailugan Fm. and the Abinskaya Group. The mean paleomagnetic pole ($PLat = 59.0^\circ$, $PLon = 160.3^\circ$, $A95 = 5.7^\circ$, $N = 33$) calculated for the entire studied section reflects the paleogeography of the Kuznetsk depression and can be considered a reference pole for the Permian-Triassic boundary.

Magnetostratigraphy, Abinskaya Group, Kuznetsk depression, Permian-Triassic boundary, trap magmatism, Siberian superplume

ВВЕДЕНИЕ

Площадь распространения магматических пород, объединяемых в составе Сибирской крупной магматической провинции, по имеющимся оценкам составляет не менее 1.5 млн км². Продукты магматической деятельности занимают обширные пространства на территории Сибирской платформы, среди деформированных отложений Южно-Таймырской складчатой системы, а также среди погребенных структур эпипалеозойской Западно-Сибирской плиты, включая смежный Енисей-Хатангский прогиб и современный шельфовый бассейн Южно-Карской котловины [Добрецов, 1997, 2020]. Время активного магматизма, согласно геохронологическим данным, соответствует концу перми—началу триаса, при этом длительность основной фазы, вероятно, не превышает 1—2 млн лет [Kamo et al., 2003; Reichow et al., 2009; Burgess, Bowring, 2015].

Имеющиеся палеомагнитные оценки в наиболее изученном Норильском ареале надежно фиксируют только один эпизод смены полярности с характерной для инверсионного этапа записью так называемого «переходного поля» в основании разреза, между ивакинской и моронговской свитами [Lind et al., 1994; Heunemann et al., 2004; Gurevich et al., 2004]. Детальное изучение этапа «переходного поля» по керну скважин ХС-59 и ССВ-19 позволило убедиться в том, что в это время на фоне уже преобладающего поля прямой полярности фиксируются многочисленные события (экскурсы, ультракороткие интервалы смены полярности), отражающие запись тонкой структуры магнитного поля Земли [Михальцов и др., 2012].

Более длительная история магматизма восстанавливается по палеомагнитным данным для Маймеч-Котуйского ареала [Павлов и др., 2011; Фетисова и др., 2014; Pavlov et al., 2015; Latyshev et al., 2018, 2020], а также по результатам изучения Тюменской сверглубокой скв. (СГ-6) на севере Западной Сибири [Westphal et al., 1998; Казанский и др., 2000], где отмечается нескольких эпизодов инверсий.

Наиболее южным проявлением пермско-триасового траппового события традиционно считается территория Кузнецкого прогиба. Согласно палеомагнитным корреляциям, формирование соответствующего ареала сопоставляют с инициальным эпизодом магматической активности в Норильском ареале на уровне ивакинской свиты [Зятев и др., 1971; Казанский и др., 2005; Елисеев и др., 2022]. Однако изученность этого сравнительно небольшого по мощности траппового разреза до сих пор была ограничена нижними горизонтами, которые включают наиболее крупные лавовые покровы базальтов, объединяемые в составе мальцевской свиты абинской серии. Небольшой по мощности покров в верхах абинской серии и разделяющие их осадочные породы до сих пор не имели обоснованной палеомагнитной характеристики и не принимались в расчет при оценке длительности эпизода траппового магматизма в пределах Кузнецкого ареала. Настоящее исследование посвящено заполнению данного пробела и верификации представлений об эволюции базальтоидного магматизма на южной периферии Сибирской крупной магматической провинции.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Кузнецкий бассейн (Кузбасс) расположен в северо-западной части Алтай-Саянской области и обрамлен складчатыми сооружениями Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Колывань-Томской зоны (рис. 1). Заложение структуры бассейна связывают с девонскими рифтогенными событиями, а в строении выполняющего его комплекса доминирует пермская континентальная угленосная моласса. Наиболее поздним осадочным наполнением являются юрские терригенные отложения, образующие небольшие изометричные впадины (мульды) в центре, на юге и северо-западе прогиба. В наиболее крупной Бунгарапской мульде юрский комплекс подстилает значительная по мощности позднепермско(?) триасовая вулканогенно-осадочная формация, включающая покровы базальтов [Казанский и др., 2005; Буслов и др., 2010]. Проявление базальтоидного магматизма связывают с влиянием Сибирского суперплуя [Добрецов, 1997, 2005]. Его продукты более широко распространены в основании Западно-Сибирской плиты, чехле Сибирской платформы, среди складчатых толщ юга Таймыра [Альмухамедов и др., 1998, 1999; Dobretsov, Vernikovsky, 2001; Медведев и др., 2003; Reichow et al., 2009].

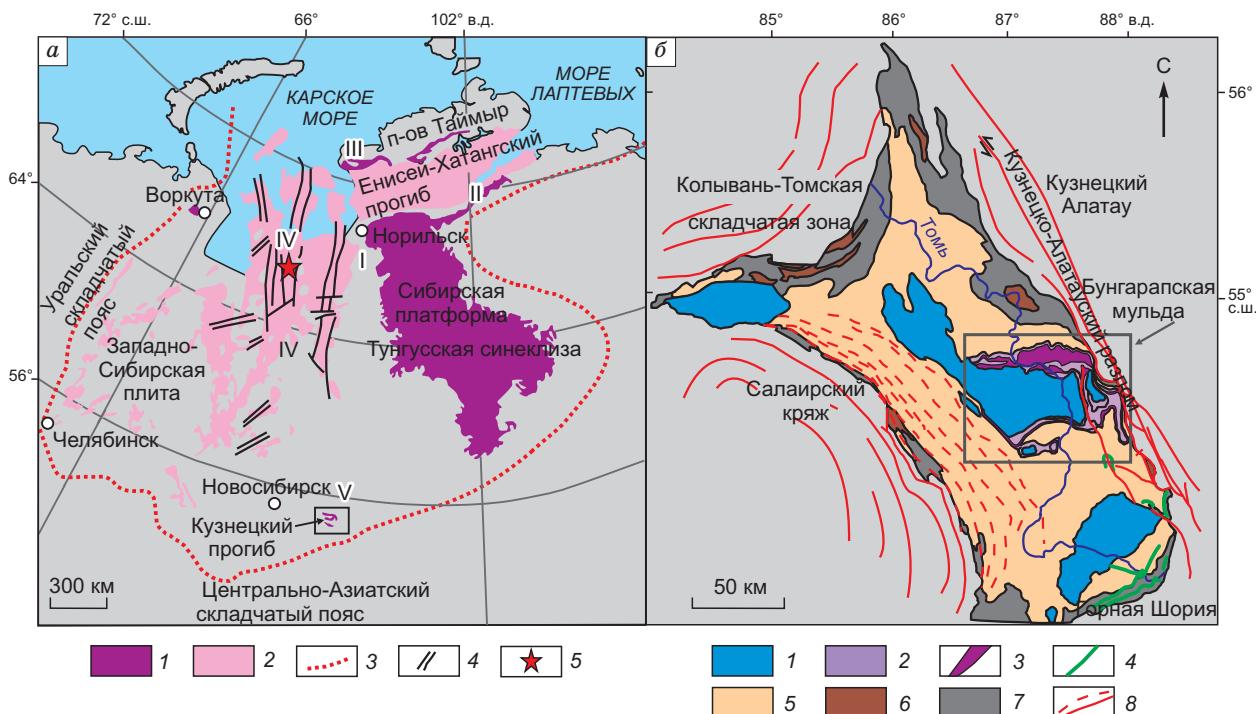


Рис. 1. Область распространения продуктов Сибирской крупной магматической провинции, по [Reichow et al., 2009] с дополнениями, (а) и схема геологического строения Кузнецкого бассейна, по [Буслов и др., 2010] (б).

а — 1 — трапы обнаженные, 2 — трапы погребенные, 3 — граница траповой провинции, 4 — крупные грабен-рифтовые структуры, 5 — Тюменская сверхглубокая скв. СГ-6, римскими цифрами обозначены ареалы: I — Маймеч-Котуйский, II — Норильский, III — Таймырский, IV — Колтогорско-Уренгойский, V — Кузнецкий;

б — 1 — юрская угленосная моласса, 2 — триасовая вулканогенно-осадочная толща (абинская серия), 3 — вулканические покровы салтымаковского комплекса, 4 — силлы сыркашевского субвулканического комплекса, 5 — пермская угленосная моласса, 6 — нижнесреднедевонские преимущественно терригенные отложения, 7 — верхнедевонские и нижнекаменноугольные преимущественно терригенные отложения, 8 — разломы.

В состав Кузнецкого ареала Сибирской магматической провинции входит сыркашевский и салтымаковский комплексы. Первый из них состоит из силлов и даек долеритов, монцогаббро и монцодиоритов и распространен преимущественно на юге Кузнецкого прогиба (см. рис. 1, б) [Кутолин, 1963; Федосеев и др., 2005; Наставко и др., 2012]. Второй комплекс территориально приурочен к центральной части, объединяет в себе как интрузивную, так и покровную фации [Кутолин, 1963; Буслов и др., 2010; Наставко и др., 2012], при этом последняя, по мнению большинства исследователей, явно преобладает и рассматривается в составе абинской серии [Шокальский и др., 2000; Svetlitskaya, Nevolko, 2016]. Однако из-за недостаточно хорошей обнаженности вокруг ряда проявлений покровного комплекса идет дискуссия о их возможной интрузивной природе [Федосеев и др., 2005]. В частности, довольно веский аргумент в пользу интрузивной природы найден в Кыргайском карьере. В его западных стенках обнаружен верхний активный контакт базальтов, выше которого на значительном протяжении прослеживается маломощный слой сероцветных алевропесчаников с карбонатно-глинистым цементом. Контактовая поверхность характеризуется многочисленными выступами базальтов в сочетании с «карманами» алевропесчаников. Тем не менее явных следов контактового преобразования, который был бы неизбежен в случае внедрения силла, не обнаружено [Буслов и др., 2010].

Согласно результатам государственной геологической съемки, базальтоидная формация, выходы которой приурочены к Салтымаковскому хребту в пределах Бунгарапской мульды, имеет не просто покровный характер, а является реликтом крупной палеовулканической постройки [Куртигешев и др., 2008; Лавренов и др., 2008а, 2008б]. В частности, в пользу этого говорит широкое развитие туфов. Предполагаемый центр вулкана фиксируется гравитационной аномалией и максимальной мощностью (до 2000 м) разреза абинской серии, в ее состав включены основные эфузивы и туфы. По мере удаления от этого центра наблюдается резкое уменьшение мощности этого комплекса, вплоть до полного выклинивания вулканических пород [Лавренов и др., 2008а, 2008б].

Согласно результатам геохимического анализа, породы салтымаковского комплекса представлены преимущественно андезибазальтами, содержат 5.3—3.4 мас. % MgO, 1.4—1.9 мас. % TiO₂, обогащены крупноионными лиофильными элементами (K, Ba, Rb, Sr и Cs) и легкими редкоземельными элементами, обеднены Nb и Ta [Svetlitskaya, Nevolko, 2016]. Данные по петрогенным и рассеянным элементам свидетельствуют об умеренной фракционной кристаллизации и общем глубинном магматическом очаге. Породы формировались из незагрязненных магм, которые испытывали потенциальную сегрегацию сульфидов на ранней стадии и кристаллизацию хромшпинели до фракционирования. Их образование происходило при низкой степени частичного плавления амфибола и Fe-Ti-содержащих оксидов шпинелевых перцолитов с участием пироксенитовой составляющей [Svetlitskaya, Nevolko, 2016].

Схема расчленения пермско-триасовых отложений Кузнецкого бассейна принята на 3-м Межведомственном региональном стратиграфическом совещании [Решения ..., 1981]. Трапповый комплекс входит в состав абинской серии. Ее стратотип находится в долине р. Томь, в районе утеса Бабий камень [Нейбург, 1936; Радченко, 1973] (рис. 2, 3). Мощность серии в стратотипическом разрезе составляет 1540 м, а в северо-восточной части Бунгарапской мульды, по данным бурения, достигает 2000 м [Стратиграфия..., 2002]. В составе абинской серии рассматривают мальцевскую, сосновскую и яминскую свиты (см. рис. 3). Кроме мощных покровов базальтов, которых в естественных обнажениях насчитывают не менее 5, а в скважинах до 9, в составе серии широко развиты туфопесчаники и туфоалевролиты, а также горизонты песчаников, алевролитов и конгломератов. Содержание пирокластического материала в породах убывает снизу вверх и в юго-западном направлении по латерали. Литологические характеристики предполагают смену грубообломочного аллювиального осадконакопления в низах разреза (мальцевская свита) через накопление терригенных толщ, включающих слои туфов и туффитов, сформировавшихся

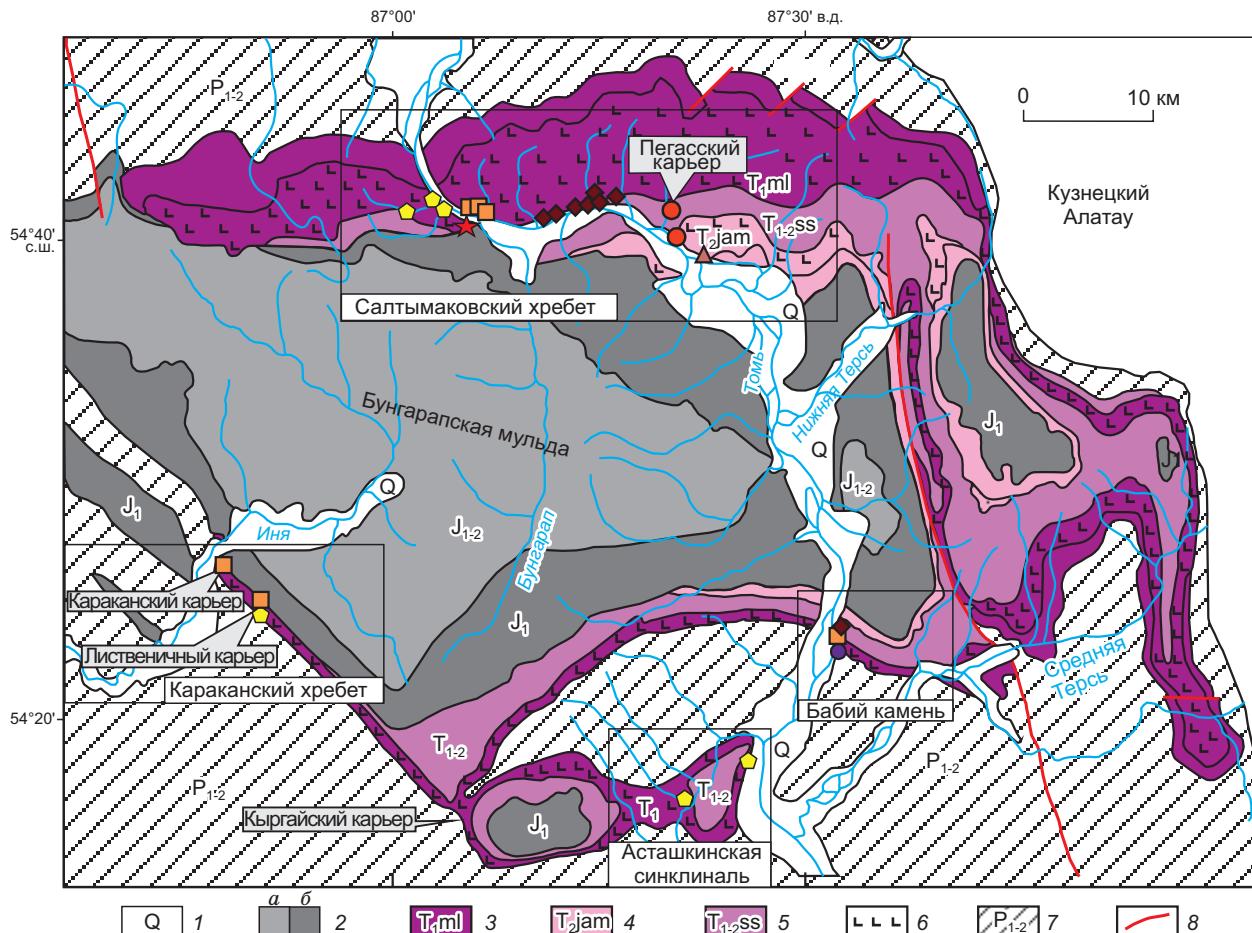


Рис. 2. Схема геологического строения Бунгарапской мульды, по [Казанский и др., 2005].

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — угленосная моласса: нижнеюрская (а), среднеюрская (б); 3—6 — подразделения абинской серии (осадочно-вулканогенный трапповый комплекс): 3 — мальцевская свита, 4 — сосновская свита, 5 — яминская свита, 6 — вулканические покровы салтымаковского комплекса; 7 — нижнесреднепермская угленосная моласса; 8 — разломы. Прямоугольниками выделены районы палеомагнитного опробования с указанием их названий, усл. обозн. точек опробования соответствуют рис. 4.

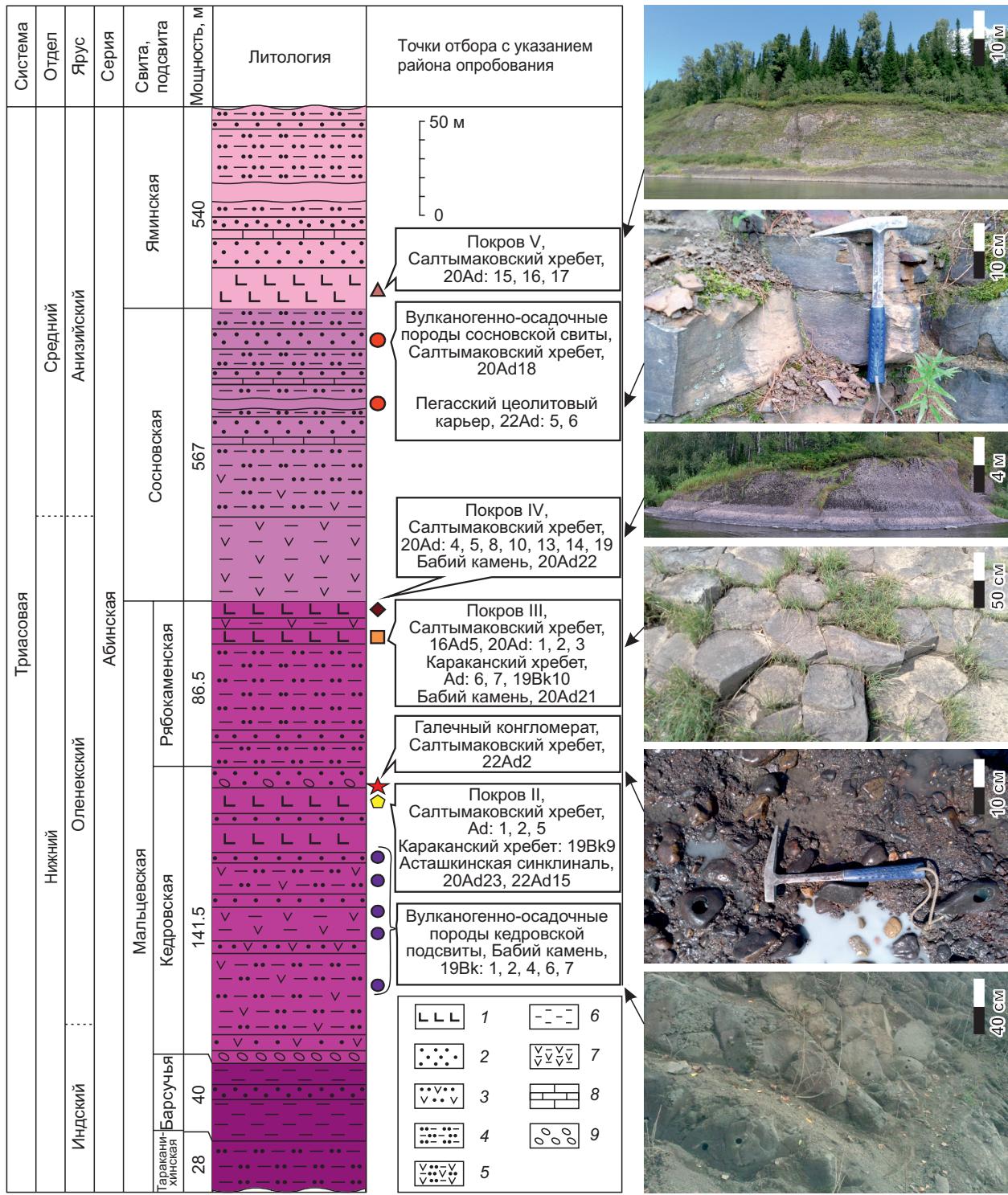


Рис. 3. Сводный стратиграфический разрез абинской серии, по [Стратиграфия..., 2002], с указанием точек палеомагнитного опробования.

1 — базальты, андезибазальты; 2 — песчаники; 3 — туфопесчаники; 4 — алевролиты крупнозернистые; 5 — туфоалевролиты крупнозернистые; 6 — алевролиты мелкосреднезернистые; 7 — туфоалевролиты мелкосреднезернистые; 8 — известняки; 9 — конгломераты. Усл. обозн. точек опробования соответствуют рис. 4. На фотографиях справа представительные обнажения (сверху вниз): покров V яминской свиты, Салтымаковский хребет; алевролиты сосновской свиты, Пегасский карьер; покров IV рабокаминской подсвиты, Бабий камень; покров III, Караканский хребет; галечный конгломерат, Салтымаковский хребет; вулканомиктовые алевролиты кедровской подсвиты, Бабий камень.

в относительно спокойной гидродинамической обстановке неглубокого водоема (мальцевская и сосновская свиты), вновь до образования грубообломочных аллювиальных пород в верхней части разреза (яминская свита) [Стратиграфия..., 2002]. Ниже дано краткое описание стратотипического разреза абинской серии с указанием характерных флористических и фаунистических сообществ по [Стратиграфия..., 2002].

Мальцевская свита ($T_1 ml$) однородна по своему литологическому составу и выделение в ней четырех подсвит базируется в первую очередь на биостратиграфических признаках, тогда как литологические различия имеют подчиненное значение. По флористическим данным выделены (снизу вверх) четыре горизонта (подсвиты): тараканихинская, барсучья, кедровская и рябокаменская. Накопление осадков связано с условиями неглубокого спокойного водоема, о чем свидетельствуют плохая сортированность терригенного материала и преобладание характерной горизонтальной слоистости. Встречаются также скорлуповатая, волнистая и пологая косая слоистости.

В **тараканихинскую подсвиту** включены нижние 28 м переслаивающихся зеленовато- и буровато-серых известковистых песчаников, алевролитов, аргиллитов. В них собраны остатки двусторок [Бетехтина и др., 1986], остракод [Кухтинов, Неуструева, 1986], конхострак, спор и пыльцы [Стратиграфия..., 2002], многочисленные остатки растений [Владимирович и др., 1967; Могучева, 2016], определяющие их индский возраст. Важной особенностью тараканихинского флористического комплекса является присутствие в нем рода *Tomiosstrobus*, что позволяет сопоставить эти отложения с нижним триасом районов Верхоянья и Таймыра [Стратиграфия..., 2002].

Барсучья подсвита объединяет 40-метровую толщу вулканомиктовых песчаников с подчиненными прослойями известковистых алевролитов, аргиллитов и мелкогалечных конгломератов и редкими линзами темного глинистого известняка. Фаунистические остатки в этой толще встречаются редко. В основании подсвиты найдены мелкие гастроподы раннетриасового возраста [Владимирович и др., 1967]. Флористический комплекс схож с тараканихинским и отличается только отсутствием *Tomiosstrobus* и появлением *Neokoretophyllites linearis* (Prym). Radcz [Стратиграфия..., 2002].

Кедровская подсвита мощностью 141.5 м по литологии отличается несколько большим разнообразием зернистости песчаников, встречаются также гравелиты и конгломераты, сокращена роль аргиллитов. Примесь пирокластического материала в породах, как правило, велика, наблюдаются включения цеолита. В верхах подсвиты картируются два покрова базальтов мощностью, соответственно, от 8 и 15 м в южных районах до 18 и 103 м к северу на территории Салтымаковского хребта. В районах с большой мощностью покровы могут включать до 10—15 потоков, разделенных зонами закаленного стекла [Наставко и др., 2012]. Породы покрова I имеют типичный базальтовый состав и сложены оливином (10—15 %), плагиоклазом (60 %), клинопироксеном (0—5 %), стеклом (20 %). Покров II и последующие покровы представлены андезибазальтами. Их минералогический состав включает оливин (1—5 %), плагиоклаз (25—50 %), клинопироксен (5—20 %), стекло (30—60 %). Среди акцессорных минералов всегда преобладает титаномагнетит (1—3 %), также встречаются ильменит и апатит, единичные зерна ильменита, пирита, пирротина, халькопирита [Наставко и др., 2012].

Среди осадочных пород подсвиты установлен богатый комплекс остракод [Радченко, 1973; Кухтинов, Неуструева, 1986], а также представительный флористический комплекс, обосновывающие отнесение свиты к оленекскому ярусу Общей стратиграфической шкалы. Основное отличие кедровского комплекса от тараканихинско-барсучьего состоит в появлении многочисленных хвойных и новых видов папоротников, птеридоспермов *Madygenia*, а также в исчезновении ряда видов, сокращении роли членистостебельных [Радченко, 1973; Дуранте, Могучева, 1998].

Непосредственно в стратотипическом разрезе в районе утеса Бабий камень нами опробовано пять горизонтов вулканомиктовых осадочных пород кедровской подсвиты (см. рис. 3). Относимые к кровле подсвиты покровы I и II в стратотипе опробовать не удалось. Тем не менее покров II изучен нами в пределах Асташкинской синклинали и в Лиственичном карьере Караканского хребта (см. рис. 2). Этот покров хорошо идентифицируется в этих разрезах по его повышенной мощности, а также большому количеству халцедоновых миндалин размером от 2 до 20 см.

В Салтымаковском районе в 1 км выше устья р. Турала для постановки палеомагнитного теста опробован конгломератовый горизонт (точка 22Ad2), включающий хорошо окатанные обломки андезибазальтов (см. рис. 3).

Рябокаменская подсвита общей мощностью 86.5 м сложена внизу светло-серыми песчаниками, выше алевролитами, аргиллитами с прослойями туфогенных пород и завершается двумя андезибазальтовыми покровами. Палеонтологические остатки в слоях подсвиты встречаются редко. Остатки растений принадлежат в основном хвойным, также представлены остракоды, конхостраки и пелециподы [Радченко, 1973].

Андезибазальты имеют характерный вид, представлены черными порфировыми, реже афировыми разновидностями, часто со столбчатой, иногда шаровой отдельностью, с зональным строением [Лавре-

нов и др., 2008а, 2008б]. Максимальные мощности покровов III и IV соответственно 45 и 101 м на севере, а в южных районах, в том числе в разрезе стратотипа, заметно меньше — не более 15 м.

Покровы III и IV опробованы для палеомагнитного анализа как в стратотипическом разрезе Бабий камень, так и в районах Салтымаковского и Караканского хребтов (см. рис. 2, 3).

Для увеличения статистики данных по отдельным стратонам была осуществлена привязка уже изученных в палеомагнитном плане точек отбора Ad1, Ad2, Ad5 западной части Салтымаковского хребта к покрову II и точек Ad6 и Ad7 Караканского карьера к III покрову. Палеомагнитные данные по этим точкам представлены в [Казанский и др., 2005].

Сосновская свита ($T_{1-2}ss$) перекрывает андезибазальты верхних потоков мальцевской свиты и представлена переслаивающимися туфогенными, а также полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослойми туфов, туффитов с включениями цеолитов. Породы имеют различную светлую окраску, в том числе серый, зеленовато-серый, красноватый, но чаще желтовато-бурый тона. Мощность в разных районах варьирует в диапазоне 370—675 м. В строении свиты выделяются мощные (до 20—25 м) осадочные ритмы, в которых снизу вверх гравелиты сменяются песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В некоторых прослоях найдены остатки конхострак, насекомых и растений [Владимирович и др., 1967].

Несмотря на значительную мощность, естественные обнажения свиты редки. Для палеомагнитного исследования нам удалось опробовать лишь несколько выходов на востоке Салтымаковского хребта (см. рис. 2). В том числе в Пегасском цеолитовом карьере отобраны желтовато-бурые тонкоплитчатые алевролиты и песчаники (см. рис. 3). Суммарная мощность разреза здесь оценивается в 40 м и условно сопоставлена со средней частью сосновской свиты. На правом берегу р. Томь, вблизи границы с перекрывающей яминской свитой опробовано несколько близкорасположенных небольших обнажений желтовато-серых, преимущественно крупнозернистых полимиктовых песчаников. Суммарная мощность этого разреза не более 10 м.

Яминская свита (T_2jam) залегает согласно на сосновской, представлена толщей пестроцветных алевролитов с прослойями аргиллитов, реже песчаников и конгломератов. Мощность свиты в зависимости от глубины предъюрского размыва составляет 330—540 м. Органические остатки не найдены, на основании стратиграфических построений отложения условно отнесены к анизиjsкому ярусу среднего триаса [Стратиграфия..., 2002]. По данным бурения свита включает до трех маломощных (6, 7 и 2 м) андезибазальтовых покровов или, скорее, самостоятельных потоков. В естественном обнажении по р. Томь непосредственно в основании свиты описан покров андезибазальтов мощностью до 50 м, который был нами опробован для палеомагнитного анализа в нескольких обнажениях (см. рис. 2, 3). Андезибазальты соответствующего покрова V отличаются от аналогичных (покровы II—IV) мальцевской свиты более обильными вкрапленниками клинопироксена, повышенной основностью плагиоклаза, меланократовостью, пониженными содержаниями SiO_2 и P_2O_5 [Лавренов и др., 2008а, 2008б].

МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАННАЯ АППАРАТУРА

Палеомагнитные измерения проводились в специализированных лабораториях Новосибирского научного центра (НГУ и ИНГГ СО РАН). Общий объем изучаемой коллекции составил более 400 ориентированных образцов. Для учета локального магнитного склонения использованы поправки, согласно модели WMM (2019—2024), верифицированные при помощи измерений солнечного азимута в точках опробования. В среднем локальное магнитное склонение составляет 6° . Все лабораторные эксперименты по изучению петро- и палеомагнитных характеристик проведены по стандартной методике с помощью обычных подходов [Палеомагнитология, 1982]. Магнитная восприимчивость определена многофункциональным измерителем AGICO MFK-1A. Доменное состояние зерен носителей намагниченности оценивалось с помощью кривых гистерезиса. Для создания магнитного поля и измерения намагниченности использовался вибромагнитометр LakeShore VSM 8900. При комнатной температуре образцы насыщались в полях до 1.6 Тл. Для выяснения компонентного состава намагниченности в лабораторных условиях проводилась преимущественно детальная температурная чистка, в единичных случаях чистка переменным магнитным полем. Измерение остаточной намагниченности осуществлялось с помощью SQUID магнитометра 2G Enterprises. Для нагревов применялась немагнитная печь MMTDSC. Шаги нагрева при температурной чистке подбирались с учетом преобладающих деблокирующих температур, количество шагов — не менее 10. Обработка измерений выполнялась в программе PMGSC с использованием стандартных приемов компонентного анализа [Kirschvink, 1980].

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

Магнитная восприимчивость (χ) изученных андезибазальтов изменяется в диапазоне 10^{-3} — 10^{-2} ед. СИ, а естественная остаточная намагниченность (NRM) от 0.2 до 27 А/м. Отношение этих параметров

(фактор Кенигсбергера, Q) выше единицы, что характерно для слабоизмененных магматических пород [Нагата, 1965]. На соответствующей диаграмме фигуративные точки покрова V отличаются от других заметно более кучным распределением при относительно высоких значениях $\chi \sim 2 \times 10^{-2}$ ед. СИ и $NRM \sim 15$ А/м (рис. 4, а). Точки значений Qn покровов II и IV образуют облако, вытянутое вдоль линии $Qn = 10$. Наиболее неоднородные значения Q отмечаются для покрова III. На диаграмме видны две относительно компактные группы. Первая характеризуется наиболее высокими значениями $Qn \sim 100$. Для второй значения χ заметно выше $\sim 1.7 \times 10^{-2}$ ед. СИ, а NRM сравнительно ниже ~ 2 А/м, в итоге Qn в среднем около 5.

Петромагнитные характеристики осадочных пород заметно ниже. Для кедровской подсвиты значения χ меняются в диапазоне от 1×10^{-4} до 2.5×10^{-4} ед. СИ, а NRM от 3×10^{-4} до 1.3×10^{-3} А/м, значения Qn около 0.1 и фигуративные точки вытянуты вдоль линии равного Qn. Песчаники сосновской свиты сходны по значениям χ , но имеют чуть более высокое NRM от 1.3×10^{-3} до 3×10^{-3} А/м, в результате Qn около 0.4—0.5. Величины петромагнитных параметров и общая тенденция вариаций Q типичны для пород с ориентационным типом намагниченности и отражают зависимость измеренных параметров от концентрации магнитного материала [Нагата, 1965].

Значения отношений параметров остаточной намагниченности насыщения к индуктивной M_{rs}/M_s и остаточной коэрцитивной силы к индуктивной B_{cr}/B_c андезибазальтов меняются в пределах 0.1—0.5 и 1.2—2.8 соответственно, что предполагает однодоменный (ОД) или малый псевдооднодоменный (ПОД) размер зерен носителей остаточной намагниченности (см. рис. 4, б). Так, для преобладающей части образцов мальцевской свиты (покровы II, III и IV) значение отношений $M_{rs}/M_s \sim 0.4—0.5$ и $B_{cr}/B_c \sim 1.18—1.35$, что согласно диаграмме Дэя—Данлопа соответствует ОД или ПОД состоянию при субмикронном размере магнитных частиц. Незначительное количество определений, не попадающих в указанные интервалы, вероятно, отвечает наиболее центральным частям потоков, где остывание происходит медленнее и размер зерен становится больше. Для образцов яминской свиты (покров V) характерно отношение M_{rs}/M_s и B_{cr}/B_c в диапазонах 0.25—0.35 и 1.5—1.8, что условно соответствует содержанию в них 20—40 % многодоменных зерен (МД). Петли гистерезиса представлены для двух образцов, значения фигуративных точек которых на диаграмме Дэя—Данлопа попадают на теоретическую кривую магнетита со значениями 0 % (см. рис. 4, в) и 100 % (рис. 4, г) содержания многодоменных зерен. О преобладании ОД зерен в изученных андезибазальтах мальцевской свиты свидетельствует их фактический размер, не более 0.2—0.7 мкм [Елисеев и др., 2022]. Рентгеноструктурный анализ выявил величину постоянной решетки магнитного минерала $a_0 = 0.845—0.846$, что соответствует титаномагнетиту с 40—50 % ульвошпинелевого минала [Елисеев и др., 2022].

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

В подавляющем большинстве изученных образцов фиксируется четкий палеомагнитный сигнал. При температурном размагничивании андезибазальтов до 100—160 °С разрушается хаотически ориентированная лабораторная вязкая компонента. Температура деблокирования характеристической компоненты намагниченности (ChRM) варьирует от 300 до 580 °С, что отвечает температурам Кюри минералов титаномагнетитового ряда, преимущественно с повышенным содержанием Fe до магнетита включительно. Во всех без исключения образцах вектор ChRM имеет исключительно крутое отрицательное наклонение при запад-юго-западном склонении (рис. 5). В некоторых образцах из III и IV покровов, кроме вязкой и характеристической намагниченности, встречается промежуточная нерегулярная компонента (Ra), разрушающаяся при нагреве до 250—300 °С (см. рис. 5). Деблокирующие температуры ChRM в этих образцах всегда выше 500 °С. Средние направления ChRM от точки к точке опробования для каждого из изученных покровов разнятся незначительно, и кучности результатирующих распределений имеют значения не менее 100 (таблица).

Размагничивание вмещающих тряпки вулканогенно-осадочных пород кедровской подсвиты и сосновской свиты отличается от андезибазальтов только значением температур деблокирования характеристической компоненты. При нагреве до 120—160 °С, как правило, также разрушается лабораторная вязкая компонента, а деблокирование регулярной ChRM происходит в сравнительно более высокотемпературном (580 °С и более) интервале (см. рис. 5). Другим важным отличием является положительное наклонение вектора, обратное ChRM андезибазальтов. Для верификации результатов температурной чистки некоторые образцы песчаников сосновской свиты (точки опробования 22Ad5 и 22Ad6) размагничены переменным магнитным полем (см. рис. 5). Величина медианного разрушающего поля (MDF) составляет ~ 15 мТл. Полное размагничивание достигается при приложении поля амплитудой выше 80 мТл, при этом установленное направление ChRM не отличается от полученного по результатам температурной чистки (см. таблицу).

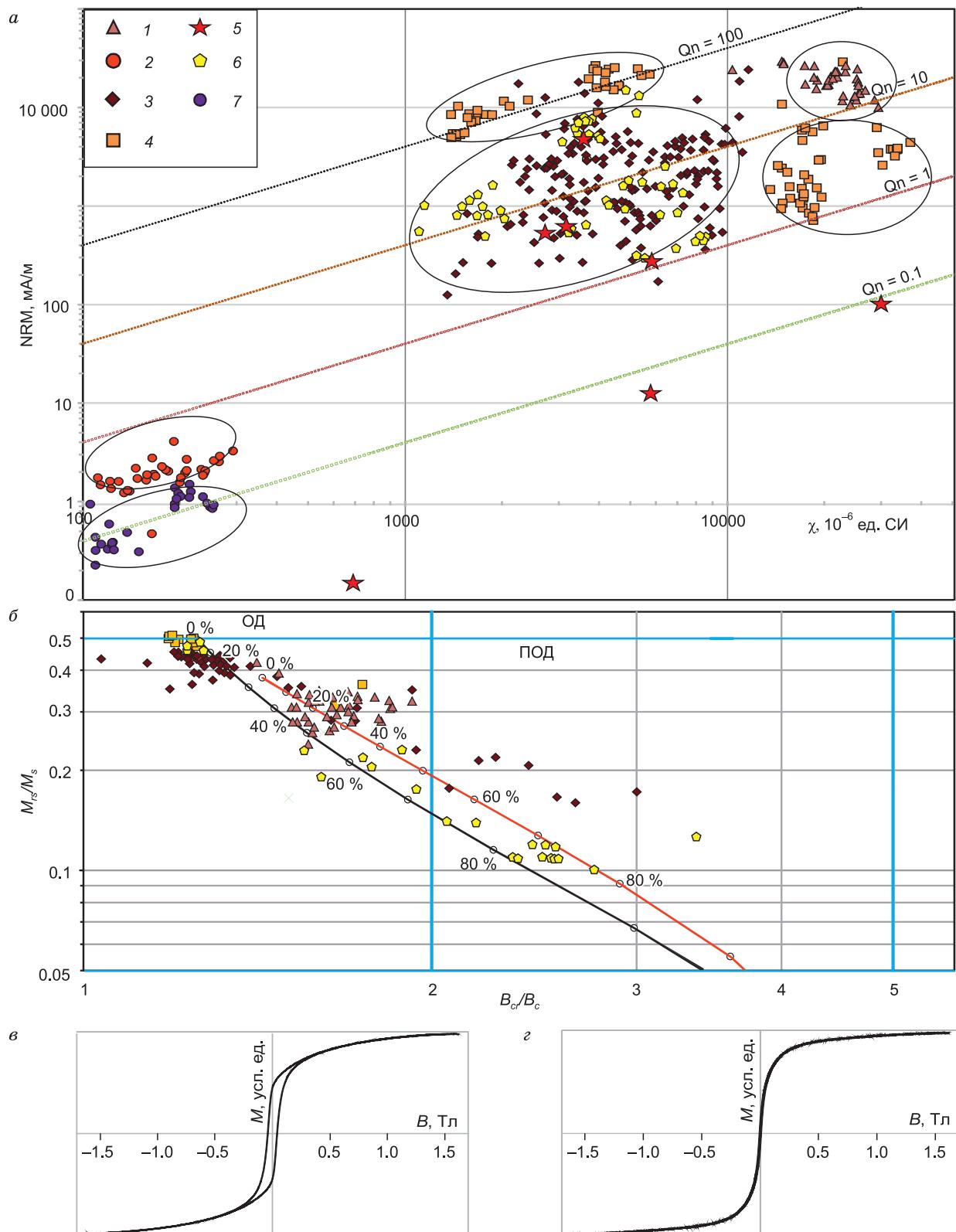


Рис. 4. График $Qn = \lg(\chi)/\lg(NRM)$ (а); диаграмма Дэя–Данлопа [Dunlop, 2002] (б) и примеры петель гистерезиса (в, г), пояснения в тексте.

1 — яминская свита (покров V); 2 — сосновская свита (вулканогенно-осадочные породы); 3 — рябокаменская подсвита (покров IV); 4 — рябокаменская подсвита (покров III); 5 — кедровская подсвита (галечный конгломерат); 6 — кедровская подсвита (покров II); 7 — кедровская подсвита (вулканогенно-осадочные породы). На диаграмме Дэя—Данлопа красная и черная линии отвечают экспериментальной и теоретической кривой перехода от ОД к МД состоянию для магнетита с условным содержанием МД компоненты в процентах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Средние направления ChRM и вычисленные соответствующие координаты виртуальных геомагнитных полюсов (VGP) для каждого изученного объекта приведены в таблице. Основными аргументами в пользу первичной природы установленной ChRM являются стандартные полевые тесты (рис. 6).

Тест обращения поставлен на уровне средних по точкам отбора определений (см. рис. 6, а). Все изученные покровы имеют обратную по знаку наклонения полярность, вмещающие их вулканогенно-осадочные породы сосновской свиты и кедровской подсвиты намагниченны прямо. Угол между средними направлениями по выборке векторов прямой и обратной полярности после обращения составляет $\gamma = 4.79^\circ$ при критическом значении $\gamma_c = 8.66^\circ$. По классификации [McFadden, McElhinny, 1990] этот положительный результат имеет высокий класс «В».

Важным доводом в пользу отсутствия перемагничивания является результат теста галек. Распределение векторов ChRM в обломках базальтового состава из конгломератового горизонта верхов кедровской свиты хаотическое (см. рис. 6, б). Параметр $R_{\text{наб}} = 0.432$ при критическом значении для 95 %-го уровня вероятности, $R_{\text{крит}} = 0.503$, соответственно, тест положительный [Marida, 1972].

Тест складки подтверждает доскладчатое время происхождения намагниченности. Симуляционный параметрический тест [Watson, Enkin, 1993] показывает, что кучность распределения векторов достигает максимума в древней системе координат, оптимальным является $80.2 \pm 5.8\%$ распрямления складки (см. рис. 6, в). Корреляционный тест складки в модификации [Enkin, 2003] также положительный (DS Slope: $80.8 \pm 19.2\%$).

Другим немаловажным доказательством являются данные дифрактометрии, представленные в [Елисеев и др., 2022]. По результатам этих экспериментов найдены свидетельства «запечатывания» титаномагнетитов, несущих палеомагнитный сигнал, в силикатной основной массе андезибазальтов. Такой процесс происходит при температурах, превышающих температуру Кюри минерала-носителя намагниченности, что обеспечивает идеальную сохранность палеомагнитной записи.

Наконец, еще одним доказательством надежности полученных палеомагнитных определений является их совпадение с независимо полученными ранее данными. До начала настоящих работ в Мировой палеомагнитной базе данных (IAGA GPDB) числилось только одно определение для кузнецких траппов [Казанский и др., 2005]. В статистику этого определения включены средние направления по 28 точкам отбора, а первичное термоостаточное происхождение намагниченности подтверждается тестом обжига. К сожалению, мы не имеем возможности с уверенностью определить соответствие большинства точек опробования положению в стратиграфическом разрезе абинской серии. Это удалось сделать только для пяти из них и соответствующие средние по точкам опробования определения мы используем в дальнейшем анализе наравне с новыми данными.

Учитывая оценки возраста пород, нет сомнений, что вековые вариации в случае анализа всей выборки будут усреднены. Следовательно, рассчитанный средний полюс в рамках гипотезы центрального осевого диполя будет соответствовать палеомагнитному. Его координаты $PLat = 59.0^\circ$, $PLon = 160.3^\circ$, $A_{95} = 5.7^\circ$, $N = 33$ статистически незначимо отличаются от полученного ранее $PLat = 60.0^\circ$, $PLon = 172.7^\circ$, $A_{95} = 4.0^\circ$, $N = 28$ [Казанский и др., 2005]. Угловое расстояние составляет 5.8 ± 5.3 . Таким образом, на основании ряда указанных выше фактов и в соответствии с критериями достоверности [Van der Voo, 1990; Meert et al., 2020] можно утверждать, что установленная в породах абинской серии компонента ChRM обусловлена магнитным полем Земли времени их формирования.

В полученной палеомагнитной записи идентифицируются четыре зоны магнитной полярности. Самая нижняя зона прямой полярности отвечает вулканогенно-осадочным породам кедровской подсвиты. Выше фиксируется зона обратной полярности, включающая в себя время формирования покрова II кедровской подсвиты и покровов III и IV раковинной подсвиты. В изученном интервале сосновской свиты вновь отмечается только прямая полярность. Наконец, на уровне яминской свиты, замыкающей разрез абинской серии, в покрове V зафиксирована обратная полярность. Несмотря на весьма отрывочную магнитополярную запись, построенный разрез представляет интерес для сравнительного магнитостратиграфического анализа (рис. 7).

Прежде всего, установленные нами магнитозоны отчетливо соотносятся со сводной шкалой магнитной полярности (GPTS), что позволяет уточнить интервалы событий, связанных с формированием кузнецких траппов. Граница пермского и триасового периодов в современной версии Международной шкалы геологического времени [The Geologic..., 2020], включающей привязанные GPTS [Hounslow, Muttoni, 2010; Hounslow, Balabanov, 2016], отвечает смене хrona LP3r обратной полярности хроном LT1n преобладающей прямой полярности на уровне 251.9 млн лет (см. рис. 7). В Кузнецком прогибе положение этой границы по совокупности биостратиграфических, литологических и петрографических особенностей предполагается вблизи основания абинской серии [Стратиграфия..., 2002; Папин, Чунин, 2007]. При этом триасовая толща ложится на размытую поверхность подстилающей тайланской свиты, возраст которой отвечает татарской эпохе. Таким образом, между верхнепермскими и нижнетри-

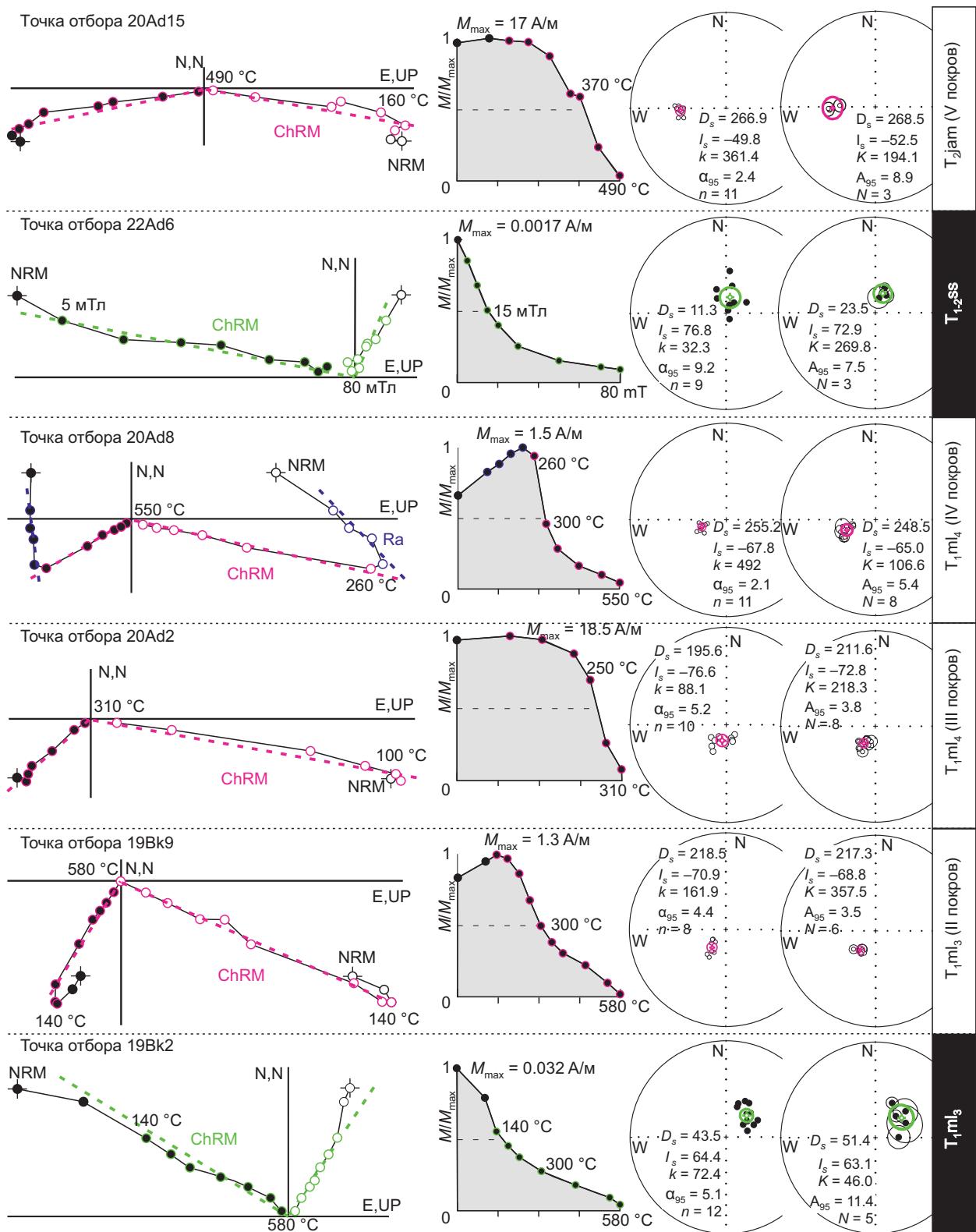


Рис. 5. Результаты ступенчатого размагничивания изученных пород.

Слева направо примеры типичных диаграмм Зийдервельда, соответствующих графикам NRM(T), стереограмм с направлениями единичных векторов ChRM внутри соответствующей точки опробования и средних по точкам отбора палеомагнитных направлений для соответствующего стратиграфического подразделения (система координат стратиграфическая, здесь и далее на стереограммах темные точки отвечают проекции на нижнюю полусферу — положительное наклонение вектора, светлые точки на верхнюю полусферу — отрицательное наклонение вектора), справа фиксируемая для стратиграфического подразделения магнитная полярность (черный — прямая, белый — обратная).

Результаты палеомагнитного анализа

Точка отбора	Lat	Lon	Аз./уг.	n/N	D _g	I _g	D _s	I _s	k	α ₉₅	Plat	Plon	A ₉₅
Яминская свита (T_2jam), V покров													
20Ad15	54.650	87.374	156/5	11/15	261.1	-51.4	266.9	-49.8	361.4	2.4	26.3	160.8	2.6
20Ad16	54.650	87.369	156/5	11/12	261.6	-50.4	267.2	-48.8	69.9	5.5	25.4	161.2	5.9
20Ad17	54.650	87.370	156/5	12/12	264.2	-60.8	272.1	-58.9	68.0	5.3	30.3	150.4	6.8
Среднее по покрову	—	—	—	(3/3)	262.1	-54.2	—	—	194.1	8.9	—	—	—
Сосновская свита (T_{1-2ss})													
20Ad18	54.654	87.359	146/10	10/14	9.9	66.6	32.1	72.5	56.2	6.5	72.1	154.5	10.9
22Ad5	54.683	87.341	150/5	8/10	15.0	65.5	24.0	68.8	159.4	4.4	75.6	177.3	6.9
22Ad6	54.683	87.341	150/5	9/10	0.5	72.7	11.3	76.8	32.3	9.2	78.4	111.7	16.5
Среднее по свите	—	—	—	(3/3)	9.3	68.4	—	—	301.2	7.1	—	—	—
Мальцевская свита (T_1ml_4), IV покров													
20Ad4	54.689	87.260	76/12	11/13	232.4	-70.7	241.0	-59.3	133.3	4.0	47.7	171.4	5.2
20Ad5	54.690	87.257	76/12	7/13	256.4	-81.1	256.2	-69.1	354.6	3.2	47.1	147.2	5.0
20Ad8	54.679	87.198	76/12	11/11	254.3	-79.8	255.2	-67.8	492.0	2.1	46.5	149.9	3.2
20Ad10	54.680	87.203	76/12	16/16	256.6	-82.3	256.2	-70.3	538.7	1.6	48.1	145.1	2.6
20Ad13	54.687	87.235	76/12	9/10	260.3	-72.7	258.6	-60.7	63.6	6.5	38.9	157.4	8.7
20Ad14	54.688	87.239	76/12	10/10	248.5	-69.8	251.1	-57.8	85.3	5.3	40.9	165.6	6.7
20Ad19	54.689	87.268	76/12	9/10	233.5	-69.3	241.2	-57.9	193.8	3.7	46.6	172.9	4.7
20Ad22	54.392	87.532	30/30	13/13	15.7	-74.9	223.7	-74.2	299.1	2.4	66.2	145.0	4.1
Среднее по покрову	—	—	—	(8/8)	253.6	-78.2	—	—	52.6	7.7	—	—	—
Мальцевская свита (T_1ml_4), III покров													
Ad6*	54.428	86.834	40/20	14/14	217.2	-86.2	216.4	-66.5	360.7	2.1	67.1	175.5	3.1
Ad7*	54.428	86.834	40/20	10/10	41.4	-87.6	227.7	-70.4	379.1	2.5	62.8	156.7	4.0
16Ad5	54.681	87.111	180/5	12/13	195.5	-68.1	199.8	-72.9	112.6	4.1	78.5	150.3	6.9
19Bk10	54.406	86.858	40/20	10/12	165.8	-83.5	207.1	-65.6	111.7	4.6	71.9	187.1	6.7
20Ad1	54.683	87.100	180/5	18/19	205.4	-71.4	213.8	-75.8	542.3	1.5	70.9	137.3	2.6
20Ad2	54.682	87.111	180/5	10/10	191.5	-71.7	195.6	-76.6	88.1	5.2	77.5	119.3	9.3
20Ad3	54.682	87.110	180/5	10/10	207.6	-72.9	217.7	-77.1	412.1	2.4	68.8	131.9	4.3
20Ad21	54.391	87.533	45/25	7/12	62.1	-78.4	211.1	-75.7	245.7	3.9	72.0	136.7	6.9
Среднее по покрову	—	—	—	(8/8)	190.9	-80.7	—	—	48.4	8.0	—	—	—
Мальцевская свита (T_1ml_3), II покров													
Ad1*	54.710	87.040	155/3	13/13	207.2	-65.3	212.7	-67.0	354.5	2.2	69.5	177.7	3.3
Ad2*	54.706	87.014	155/3	7/7	207.2	-66.7	213.2	-68.4	620.9	2.4	70.1	172.1	3.7
Ad5*	54.693	87.064	130/10	12/12	211.3	-65.8	233.5	-65.3	163.0	3.4	56.4	167.0	5.0
19Bk9	54.406	86.858	40/20	8/10	69.0	-89.0	218.5	-70.9	161.9	4.4	68.1	158.7	7.1
20Ad23	54.275	87.358	90/15	10/10	168.8	-75.4	219.4	-71.3	202.2	3.4	67.7	157.1	5.6
22Ad15	54.305	87.422	270/15	10/10	229.5	-59.1	205.0	-68.4	999.9	1.4	74.8	177.3	2.2
Среднее по покрову	—	—	—	(6/6)	208.9	-71.3	—	—	39.9	10.7	—	—	—
Мальцевская свита (T_1ml_3)													
19Bk1	54.385	87.535	45/25	13/16	348.0	77.7	26.0	56.8	68.3	5.1	65.4	210.9	6.3
19Bk2	54.384	87.535	45/25	12/16	359.2	89.1	43.5	64.4	72.4	5.1	61.5	176.0	7.3
19Bk4	54.386	87.535	45/25	6/6	170.9	72.9	88.9	69.9	48.6	9.7	41.5	139.5	15.5
19Bk6	54.385	87.535	45/25	6/7	58.1	80.1	48.9	55.3	40.5	10.7	51.8	186.1	12.9
19Bk7	54.385	87.535	45/25	5/6	125.3	80.6	65.0	61.9	24.9	15.6	47.3	165.0	21.3
Среднее по свите	—	—	—	(5/5)	103.9	86.6	—	—	46.0	11.4	—	—	—
Среднее по разрезу	—	—	—	(33/33)	226.6	-77.8	—	—	27.7	4.8	—	—	—
Мальцевская свита (T_1ml_3)													
19Bk1	54.385	87.535	45/25	13/16	348.0	77.7	26.0	56.8	68.3	5.1	65.4	210.9	6.3
19Bk2	54.384	87.535	45/25	12/16	359.2	89.1	43.5	64.4	72.4	5.1	61.5	176.0	7.3
19Bk4	54.386	87.535	45/25	6/6	170.9	72.9	88.9	69.9	48.6	9.7	41.5	139.5	15.5
19Bk6	54.385	87.535	45/25	6/7	58.1	80.1	48.9	55.3	40.5	10.7	51.8	186.1	12.9
19Bk7	54.385	87.535	45/25	5/6	125.3	80.6	65.0	61.9	24.9	15.6	47.3	165.0	21.3
Среднее по свите	—	—	—	(5/5)	103.9	86.6	—	—	46.0	11.4	—	—	—
Среднее по разрезу	—	—	—	(33/33)	226.6	-77.8	—	—	27.7	4.8	—	—	—

Примечание. Lat и Lon — северная широта и восточная долгота точки отбора; Аз./уг. — азимут и угол падения пласта; n/N — количество использованных в статистике к общему количеству независимо ориентированных образцов (точек опробования для средних); D и I — палеомагнитные склонение и наклонение в географических (g) и стратиграфических (s) координатах; k — кучность; α₉₅ — радиус 95 %-го круга доверия для направления; Plat и Plon — северная широта и восточная долгота виртуального геомагнитного или палеомагнитного (для средних) полюса (для направлений обратной полярности даны координаты инвертированного полюса); A₉₅ — радиус 95 %-го круга доверия для полюса. Все угловые величины и координаты приведены в градусах.

* Палеомагнитные определения, заимствованные из [Казанский и др., 2005].

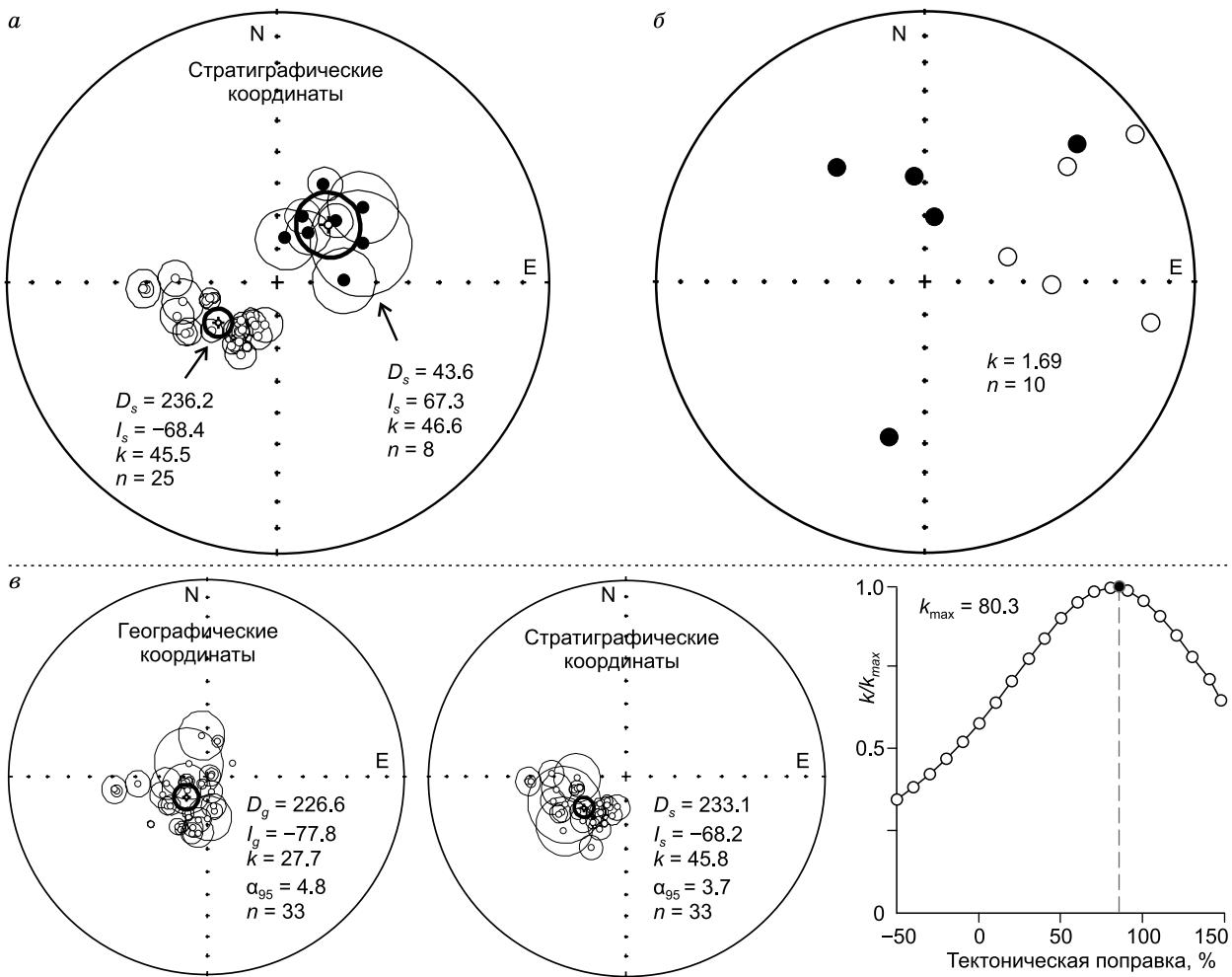


Рис. 6. Результаты палеомагнитных тестов.

Стереограмма со средними по точкам отбора направлениями ChRM (см. таблицу), иллюстрирующая тест обращения (а); stereogramma с направлениями характеристической компоненты в гальках (б); stereogramмы, иллюстрирующие распределение средних по точкам отбора направлений для всех точек наблюдения из таблицы и соответствующий график изменения кучности при пропорциональном распрямлении складки (в).

асовыми отложениями имеет место скрытое стратиграфическое несогласие, соответствующее, как предполагается, недолгому перерыву, которое пришлось на конец перми и самое начало триаса [Владимирович и др., 1967; Стратиграфия..., 2002]. Имеющиеся данные свидетельствуют, что слои в кровле тайлаганской свиты намагниченны прямо и, согласно проведенным корреляциям, должны отвечать самой верхней зоне прямой полярности поздней перми [Казанский и др., 2005], т.е. хрону LP3n по GPTS [Hounslow, Balabanov, 2016]. Соответственно, интервал геомагнитного поля обратной полярности LP3г в разрезе Кузнецкого прогиба, скорее всего, приходится на перерыв между абинской серией и тайлаганской свитой (см. рис. 7). Формально следы LP3г также могут фиксировать разрезы тараканихинской и барсучьей подсвит, палеомагнитные данные по которым у нас отсутствуют, однако это хуже соответствует имеющимся стратиграфическим построениям. В нашей интерпретации нижней зоне прямой полярности, записанной кедровской подсвитой абинской серии, лучше всего отвечает интервал субхрон LT1n.1n, а обратной полярности вулканического покрова II, расположенного в кровле той же подсвиты, субхрон LT1n.1r (см. рис. 7).

Из-за неполноты палеомагнитного разреза абинской серии корреляция ее верхней части имеет условный характер. Однако на основе общих закономерностей магнитополярной записи и представлений о краткости вулканического события мы предполагаем, что обратная полярность, зафиксированная покровами III и IV рапакаменской подсвиты, также будет отвечать LT1n.1r. Тогда прямая полярность в разрезах сосновской свиты, скорее всего, совпадает с субхроном LT1n.2n. Соответственно, инверсия,

отвечающая нижней границе LT1n.2n, вероятно, случилась после окончания главного эпизода вулканизма, и ее следы необходимо искать в основании сосновской свиты. И наконец, время фиксации обратной полярности покровом V в основании яминской свиты, исходя из этой закономерности, следует сопоставить с началом хона LT1r.

При такой корреляции, согласно Международной шкале геологического времени [The Geologic..., 2020], интервал формирования всего разреза абинской серии составляет не более 1.5 млн лет. Длительность вулканизма основной мальцевской фазы с формированием покровной фации, вероятно, не более 0.1 млн лет, а учитывая покровы яминской свиты и пирокластические породы в основании абинской серии, продолжительность всего события не более 0.9 млн лет. Причем в этот оценочный интервал включен весь магнитохрон LT1n.1r, а его нижняя часть может приходиться на перерыв, отмечаемый в основании абинской серии, длительность которого мы не знаем. Так что фактическая продолжительность траппового магматизма может быть заметно меньше.

Имеющиеся Ar-Ar датировки для андезибазальтов мальцевской свиты практически не различаются между собой 250.3 ± 0.7 и 250.7 ± 0.6 млн лет [Reichow et al., 2009], что косвенно подчеркивает краткость этапа, соответствующего вулканической деятельности. Хотя согласно нашей оценке, это событие имело чуть более древний по сравнению с Ar-Ar возраст на уровне ~ 251 млн лет (см. рис. 7).

Представленная корреляция магнитополярного разреза абинской серии с GPTS дает основание для пересмотра взглядов на синхронность формирования траппового комплекса Кузнецкого ареала в составе Сибирской крупной магматической провинции (см. рис. 7).

Наиболее схожим по литолого-фаunalным, минералогическим, палеонтологическим данным и полным в палеомагнитном отношении является Маймеч-Котуйский ареал. По флористическим, фаунистическим (остракодам, двустворчатым моллюскам, конхостракам, гастроподам) и палинологическим комплексам основные подразделения абинской серии имеют почти полное сходство с выделенными там региональными стратиграфическими реперами [Стратиграфия..., 2002; Могучева, Круговых, 2009]. Так, кедровскую и рябокаменную подсвиты мальцевской свиты по комплексу признаков соотносят с двурогинским горизонтом (верхняя часть индского яруса и нижняя часть оленекского яруса), которому в трапповом разрезе Маймеч-Котуйского ареала отвечают онкучакская и тыванкитская свиты. В том числе для них характерны первые появления и широкое распространение многочисленных хвойных, отсутствующих в расположеннем ниже по шкале геологического времени тутончанском горизонте [Радченко, 1973].

Согласно магнитостратиграфическим построениям, граница LT1n.1n—LT1n.1r проходит внутри онкучакской свиты [Latyshev et al., 2020]. Соответственно, нижняя часть кедровской подсвиты может быть сопоставлена с основанием онкучакской свиты. Формирование вулканического покрова II кедровской подсвиты и покровов рябокаменной подсвиты не выходит за пределы верхних горизонтов онкучакской и, возможно, тыванкитской свит (см. рис. 7).

Вышележащая сосновская свита абинской серии сопоставляется, согласно биостратиграфическим признакам, с путоранским региональным горизонтом (оленекский, возможно, часть анизийского ярусов), которому в разрезе Маймеч-Котуйского ареала соответствует дельканская и маймечинская свиты [Стратиграфия..., 2002]. В магнитохронологическом разрезе прямонамагниченную зону верхней части дельканской свиты относят к субхрону LT1n.2n, а обратнонамагниченная зона маймечинской свиты соответствует хрону LT1r [Latyshev et al., 2020]. Это, в том числе, подтверждается прецизионными U-Pb оценками возраста базальтов дельканской свиты 251.1 ± 0.3 млн лет [Kamo et al., 2003] и 251.5 ± 0.1 , 251.9 ± 0.1 млн лет [Burgess, Bowring, 2015]. На этом основании прямонамагниченный интервал сосновской свиты может быть скоррелирован с кровлей дельканской свиты, а формирование андезибазальтовых покровов яминской свиты должно отвечать маймечинской свите (см. рис. 7).

Сопоставление с магнитостратиграфическим разрезом Колтогорско-Уренгойского ареала (скв. СГ-6, по данным [Казанский и др., 2000]) позволяет предполагать, что возрастным аналогом кедровской подсвиты являются породы верхней части аймальской свиты. Обратнонамагниченным покровам кедровской и рябокаменной подсвит соответствует нижняя часть коротчаевской свиты. Соответствующий возраст последней подтвержден Ar-Ar датировкой 251.2 ± 2 млн лет [Сараев и др., 2009]. Сосновской свите предположительно отвечает прямонамагниченная толща средней части коротчаевской свиты, а яминские покровы формировались одновременно с породами кровли коротчаевской свиты.

Сопоставление абинской серии с трапповыми разрезами Западно-Таймырского и Норильского ареалов менее обосновано из-за скучности комплексов триасовой флоры в них. Тем не менее находки флоры и палинокомплексы указывают на позднепермский возраст сырдасайской свиты, а имеющиеся немногочисленные находки триасовой флоры позволяют соотнести сыверминскую, гудчихинскую, ту-клонскую и надеждинскую свиты Норильского района, а также лабакскую свиту Западного Таймыра с тутончанским региональным горизонтом. При этом в верхнетамской свите Западно-Таймырского ареала фиксируют флористический комплекс схожий с двурогинским горизонтом [Стратиграфия..., 2002].

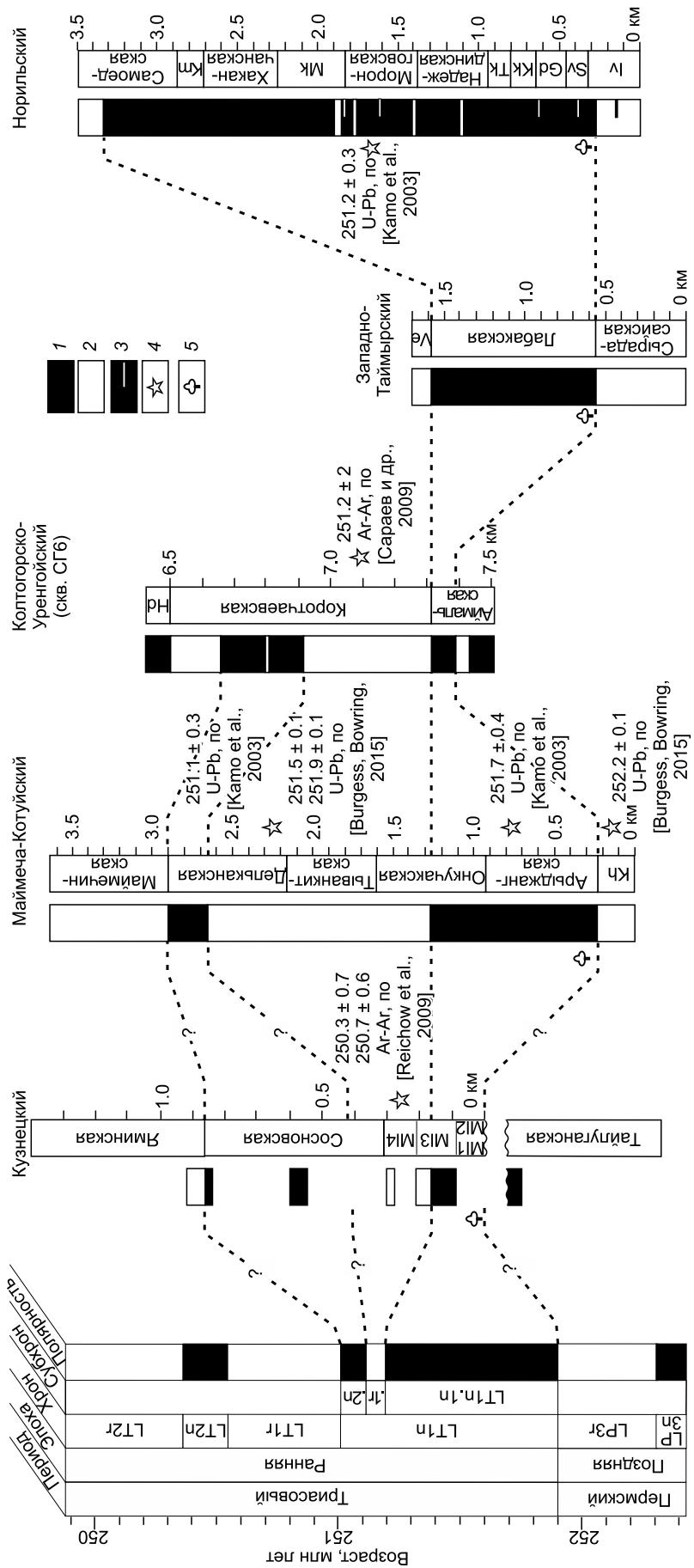


Рис. 7. Сопоставление магнитостратиграфического разреза абинской серии Кузнецкого траппового ареала со сводной шкалой магнитной полярности для поздней перми—раннего триаса, по [Hounslow, Muttoni, 2010; Hounslow, Balkanov, 2016], в составе Международной шкалы геологического времени [The Geologic..., 2020] (слева) и магнитостратиграфическими разрезами ареалов Сибирской крупной магматической провинции, включая Маймеч-Котуйский, по [Latyshev et al., 2020], Колтогорско-Уренгойский (скв. СГ-6), по [Казанский и др., 2000], Западно-Таймырский, по [Сараев и др., 2009], Норильский, по [Gurevitch et al., 1995], и Норильский, по [Lind et al., 1994; Михальцов и др., 2012].

1 — зоны прямой магнитной полярности; 2 — зоны обратной магнитной полярности; 3 — экскурсы геомагнитного поля; 4 — место геохронологического опробования с указанием возраста в миллионах лет и использованного метода; 5 — положение границы первого — триаса согласно палеонтологическим находкам. Буквами в колонках обозначены свиты: Kh — хардахская, Hd — хадырьская, Vc — верхнегетская, Iv — ивакинская, Sv — сыверминская, Gd — гудчинская, Tk — хаканская, Mk — мокулаевская, Tk — туклонская, M14 — ярибакамская, подсвиты малычевской свиты: M11 — тарачинихинская, M12 — баргузинская, M13 — кедровская, M14 — ярибакамская.

Опираясь на эти данные, сведения о геомагнитной полярности [Lind et al., 1994; Gurevith et al., 1995; Михальцов и др., 2012] и современную версию Международной шкалы геологического времени с привязанной GPTS [The Geologic..., 2020], граница перми—триаса в нашей схеме отвечает кровле сыр-радасайской и ивакинской свит. Прямонамагниченная лабакская свита Западного Таймыра коррелируется с большей частью Норильского разреза (выше ивакинской и до верхов самоедской свит) и отвечает по времени субхрону LT1n.1n. Соответственно, зоны обратной полярности в верхах разрезов, в составе верхнетамской свиты и верхней части самоедской свиты относятся к субхрону LT1n.1r. Имеющаяся U-Pb датировка для базальтов моронговской свиты Норильского ареала 251.2 ± 0.3 млн лет [Kamo et al., 2003] согласуется с такой корреляцией (см. рис. 7).

Учитывая вышеописанную корреляцию, возрастным аналогом вулканических покровов мальцевской свиты не могут быть базальты ивакинской свиты, как мы считали ранее [Казанский и др., 2005; Елисеев и др., 2022]. Отметкой начала формирования покровной фации салтымаковского комплекса в Кузнецком ареале следует считать границу субхронов LT1n.1n и LT1n.1r, которая проходит внутри кедровской подсвиты мальцевской свиты. В других ареалах Сибирской магматической провинции эта граница зафиксирована внутри онкучакской свиты, на границе аймальской и коротчаевской свит, между лабакской и верхнетамской свитами и внутри самоедской свиты (см. рис. 7). Таким образом, формирование основного объема кузнецких траппов происходило позже, чем в Норильском районе, практически синхронно с формированием вулканогенно-осадочного разреза Колтогорско-Уренгойского ареала. Вероятно, такая зональность может быть отражением общего строения Сибирской провинции, связанной с положением центра плюма. Наиболее ранний и интенсивный магматизм Норильского района как раз соответствует его центральной части, а Колтогорско-Уренгойский и, как его продолжение на юге, Кузнецкий ареалы отвечают периферии (см. рис. 1).

Отмеченные ранее авторами низкие значения палеонапряженности, записанные в андезибазальтах мальцевской свиты, принимались за один из доводов в пользу корреляции с инициальной частью траппового разреза [Елисеев и др., 2022]. Согласно представленной магнитополярной записи, подобная корреляция пересмотрена. Однако, полученные ранее определения не противоречат данным мировой базы по палеонапряженности, согласно которой низкие значения величины магнитного поля Земли характерны практически для всего интервала формирования траппов Норильского ареала центральной части Сибирской крупной магматической провинции [Heunemann et al., 2004; Щербакова и др., 2005, 2013, 2015; Anwar et al., 2016], и, таким образом, не противоречат предложенной корреляции.

ВЫВОДЫ

1. Палеомагнитный разрез абинской серии включает минимум четыре зоны магнитной полярности, в противовес ранним представлениям о формировании всего вулканического комплекса Кузнецкого прогиба в течение одного магнитохрона.

2. Начало формирования покровной фации салтымаковского комплекса в Кузнецком ареале связано не с инициальной фазой траппового магматизма на рубеже пермь—триас, а отвечает его более позднему проявлению на границе субхронов LT1n.1n—LT1n.1r (251.2 млн лет) и предполагает корреляцию покровов мальцевской свиты с верхней частью нерасчлененного интервала онкучакской—тыванкитской (?) свит Маймече-Котуйского ареала, основанием коротчаевской свиты, верхнетамской свиты и кровлей самоедской свиты Колтогорско-Уренгойского, Западно-Таймырского и Норильского районов Сибирской провинции соответственно. Раннему магматизму (ивакинской свите Норильского района и ее аналогам) в Кузнецком прогибе соответствует перерыв между тайлаганской свитой и абинской серией.

3. Вулканический покров второго существенно менее интенсивного импульса траппового магматизма на территории Кузнецкого ареала, отвечающий яминской свите, сопоставляется с маймечинской свитой Маймече-Котуйского района и верхами коротчаевской свиты Колтогорско-Уренгойского ареала.

4. Формирование всей абинской серии, включая осадочный комплекс сосновской свиты, разделяющей вулканические проявления нижележащей мальцевской и перекрывающей яминской свит происходит после инициального этапа траппового магматизма Сибирской крупной изверженной провинции и длилось не более чем 1.5 млн лет. В этот же временной интервал образовались основные части Маймече-Котуйского и Колтогорско-Уренгойского трапповых разрезов. Длительность главного мальцевского импульса траппового магматизма в Кузнецком прогибе не превышает 0.1 млн лет.

5. Рассчитанный средний по разрезу абинской серии палеомагнитный полюс $P\text{Lat} = 59.0^\circ$, $P\text{Lon} = -160.3^\circ$, $A_{95} = 5.7^\circ$, $N = 33$ полностью отвечает понятию ключевого палеомагнитного полюса [Buchan et al., 2000] и, соответственно, может быть использован в качестве референтного при палеогеографических и палеотектонических построениях для рубежа пермь—триас.

Авторы выражают признательность коллегам Л.В. Кунгурцеву, М.Е. Лузану, С.М. Захарову и А.И. Ждановой за помощь в проведении полевых и экспериментальных работ и обсуждение получен-

ных данных. Авторы искренне признательны д.г.-м.н. А.Ю. Гужикову и чл.-кор. РАН Б.Л. Никитенко за полезные замечания и комментарии к настоящей статье.

Работа выполнена при поддержке РНФ, проект № 21-17-00052 (результаты, связанные с обоснованием первичной природы намагничивания, построения магнитостратиграфического разреза абинской серии, обоснования длительности эпизодов магматизма в Кузнецком прогибе); проект 19-17-00091-П (результаты, связанные с корреляцией с разрезами Арктической Сибири, включая Маймеч-Котуйский, Норильский районы).

ЛИТЕРАТУРА

- Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П., Батурина Т.П.** Триасовый вулканогенный комплекс Западной Сибири // ДАН, 1998, т. 362, № 3, с. 372—377.
- Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П.** Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1575—1587.
- Бетехтина О.А., Могучева Н.К., Батяева С.К., Кушнарев М.П.** Граница перми и триаса в стратотипе мальцевской свиты Кузбасса // Труды ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1986, т. 648, с. 31—38.
- Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Федосеев Г.С., Рейков М., Дэвис К., Бабин Г.А.** Пермотриасовый плюмовый магматизм Кузнецкого бассейна (Центральная Азия): геология, геохронология, геохимия // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1310—1328.
- Владимирович В.П., Лебедев В.М., Попов Ю.Н., Радченко Г.П., Шведов И.А.** Стратиграфия триасовых отложений Средней Сибири // Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. Новосибирск, Наука, 1967, с. 7—30.
- Добрецов Н.Л.** Пермотриасовый магматизм в Евразии как отражение суперплюма // ДАН, 1997, т. 354, № 2, с. 220—223.
- Добрецов Н.Л.** Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмайшанские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 870—890.
- Добрецов Н.Л.** Взаимодействие тектоники плит и тектоники плюмов: вероятные модели и типичные примеры // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (5—6), с. 617—647, doi: 10.15372/GiG2020102.
- Дурант М.В., Могучева Н.К.** Кузнецкий бассейн // Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. М., Геос, 1998, с. 162—171.
- Елисеев А.А., Щербакова В.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Жидков Г.В., Абашев В.В., Рогов А.М.** Низкая напряженность геомагнитного поля на рубеже перми и триаса по результатам исследования траппов Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) // Геология и геофизика, 2022, т. 63 (2), с. 230—246, doi: 10.15372/GiG2021133.
- Зятев Г.Г., Мышико З.А., Передерин Б.М.** Магнитные свойства горных пород верхней перми—нижнего триаса в Кузнецком бассейне // Вопросы геологии Кузбасса и Горного Алтая, 1971, т. 4, с. 179—180.
- Казанский А.Ю., Казанский Ю.П., Сараев С.В., Москвин В.И.** Граница перми и триаса в вулканогенно-осадочном разрезе Западно-Сибирской плиты по палеомагнитным данным (по материалам изучения керна Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (3), с. 327—339.
- Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В.** Палеомагнетизм пермотриасового траппового комплекса Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1107—1120.
- Куртигешев В.С., Родченко С.А., Митрохин Д.В., Туманова Л.Н., Токарев В.Н., Бабин Г.А.** Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1: 200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-X (Центральный). Объяснительная записка. СПб, Картфабрика ВСЕГЕИ, 2008, 171 с.
- Кутолин В.А.** Трапповая формация Кузбасса. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1963, 117 с.
- Кухтинов Д.А., Неуструева И.Ю.** Стратиграфическое значение остракод // Парагенетические группы флоры и фауны триаса. Л., Недра, 1986, т. 334, с. 162—170.
- Лавренов П.Ф., Снежко Б.А., Щигрев А.Ф., Дмитриева Н.В., Филиппова Н.Е., Носков Ю.С., Зейферт Л.Л.** Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1: 200 000. Лист N-45-XVI (Осиновое Плесо). Объяснительная записка, СПб, ВСЕГЕИ, 2008а, 151 с.
- Лавренов П.Ф., Снежко Б.А., Щигрев А.Ф., Шелеметева Н.В., Филиппова Н.Е.** Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1: 200 000. Лист N-45-XV (Ленинск-Кузнецкий). Объяснительная записка, СПб, ВСЕГЕИ, 2008б, 115 с.
- Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейчов М.К., Сандерс А.Д., Вайт Р.В., Кирда Н.П.** Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 617—620.

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 керна // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (11), с. 1595—1613.

Могучева Н.К. Флора индского яруса нижнего триаса Средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2016, т. 24, № 3, с. 38—52, doi: 10.7868/S0869592X16020058.

Могучева Н.К., Круговых В.В. Новые данные к стратиграфической схеме триасовых отложений Тунгусской синеклизы и Кузнецкого бассейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т. 17, № 5, с. 60—68.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., Мир, 1965, 348 с.

Наставко А.В., Бородина Е.В., Изох А.Э. Петролого-минералогические особенности вулканитов центральной части Кузбасса // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (4), с. 435—449.

Нейбург М.Ф. К стратиграфии угленосных отложений Кузнецкого бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 4, с. 469—510.

Павлов В.Э., Флuto Ф., Веселовский Р.А., Фетисова А.М., Латышев А.В. Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых трапах Норильской и Маймече-Котуйской провинциях // Физика Земли, 2011, № 5, с. 35—50.

Папин Ю.С., Чунихин С.А. Граница перми и триаса в Кузбассе как региональный стратотип для Западной Сибири // Литосфера, 2007, № 4, с. 128—133.

Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л., Недра, 1982, 312 с.

Радченко Г.П. Алтае-Саянская складчатая область // Стратиграфия СССР. Триасовая система. М., Недра, 1973, с. 223—232.

Решения 3-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири / Под ред. В.Н. Сакса, А.В. Гольберта, А.С. Дагиса, М.С. Месежникова, С.Ю. Щацкого. Новосибирск, СНИИГТиМС, 1981, 91 с.

Сараев С.В., Батурина Т.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Пермотриасовые вулканиты Колтогорско-Уренгойского рифта Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (1), с. 4—20.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002, 302 с.

Федосеев Г.С., Сотников В.И., Рихванов Л.П. Геохимия и геохронология пермотриасовых базитов северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области // Петрология, геохимия и минералогия, 2005, т. 46, № 3, с. 289—302.

Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Латышев А.В., Радько В.А., Павлов В.Э. Магнитная стратиграфия пермо-триасовых траппов долины реки Котуй (Сибирская платформа) в свете новых палеомагнитных данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2014, т. 22, № 4, с. 36—51, doi: 10.7868/S0869592X1404005X.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 186 с.

Щербакова В.В., Щербаков В.П., Водовозов В.Ю., Сычева Н.К. Палеонапряженность на границе пермь—триас и в поздней перми // Физика Земли, 2005, № 11, с. 79—94.

Щербакова В.В., Жидков Г.В., Латышев А.В., Щербаков В.П. Оценка вариаций палеонапряженности по сибирским траппам Маймече-Котуйского и Норильского районов // Физика Земли, 2013, № 4, с. 43—60, doi: 10.7868/S0002333713030149.

Щербакова В.В., Жидков Г.В., Щербаков В.П., Латышев А.В., Фетисова А.М. О проверке гипотезы низкого мезозойского поля на трапповых породах Сибири // Физика Земли, 2015, № 3, с. 47—67, doi: 10.7868/S0002333715030151.

Anwar T., Hawkins L., Kravchinsky V.A., Biggin A.J., Pavlov V.E. Microwave paleointensities indicate a low paleomagnetic dipole moment at the Permo-Triassic boundary // Phys. Earth Planet. Inter., 2016, v. 260, p. 62—73, doi: 10.1016/j.pepi.2016.09.007.

Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G., Pesonen L.J., Elming S.-Å., Abrahamsen N., Bylund G. Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles // Tectonophysics, 2000, v. 319, p. 167—198, doi: 10.1016/S0040-1951(00)00032-9.

Burgess S.D., Bowring S.A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // Sci. Adv., 2015, v. 1, e1500470, doi: 10.1126/sciadv.1500470.

Dobretsov N.L., Vernikovsky V.A. Mantle plumes and their geologic manifestations // Int. Geol. Rev., 2001, v. 43, p. 771—787.

Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_c/H_c) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res., 2002, v. 107 (B3), EPM 4-1-EPM 4-22, doi: 10.1029/2001JB000486.

Enkin R.J. The direction–correction tilt test: An all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 212, p. 151—166, doi: 10.1016/S0012-821X(03)00238-3.

Gurevitch E.L., Westphal M., Daragan-Suchov J., Feinberg H., Pozzi J.P., Khramov A.N. Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the traps from Western Taimyr (Northern Siberia) and the Permo-Triassic crisis // *Earth Plan. Sci. Lett.*, 1995, v. 136, p. 461—473, doi: 10.1016/0012-821X(95)00183-D.

Gurevitch E.L., Heunemann C., Rad'ko V., Westphal M., Bachtadse V., Pozzi J.P., Feinberg H. Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian–Triassic northwest central Siberian Trap Basalts // *Tectonophysics*, 2004, v. 379, p. 211—226, doi: 10.1016/j.tecto.2003.11.005.

Heunemann C., Krásá D., Soffel H., Gurevitch E., Bachtadse V. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 218, p. 197—213, doi: 10.1016/S0012-821X(03)00642-3.

Hounslow M.W., Balabanov Yu.P. A geomagnetic polarity timescale for the Permian, calibrated to stage boundaries // *The Permian Timescale* / Eds. S.G. Lucas, S.-Z. Shen. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 2016, v. 450, p. 61—103, doi: 10.1144/SP450.8.

Hounslow M.W., Muttoni G. The geomagnetic polarity timescale for the Triassic: linkage to stage boundary definitions // *The Triassic Timescale* / Ed. S.G. Lucas. Spec. Publ. Geol. Soc., 2010, v. 334, p. 61—102, doi: 10.1144/SP334.4.

Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 214, p. 75—91, doi: 10.1016/S0012-821X(03)00347-9.

Kirschvink J.L. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 1980, v. 62, p. 699—718.

Latyshev A.V., Veselovskiy R.V., Ivanov A.V. Paleomagnetism of the Permian-Triassic intrusions from the Tunguska syncline and the Angara-Taseeva depression, Siberian Traps Large Igneous Province: evidence of contrasting styles of magmatism // *Tectonophysics*, 2018, v. 723, p. 41—55, doi: 10.1016/j.tecto.2017.11.035.

Latyshev A.V., Fetisova A.M., Veselovskiy R.V. Linking Siberian Traps LIP emplacement and end-Permian mass extinction: evidence from magnetic stratigraphy of the Maymecha-Kotuy volcanic section // *Geosciences*, 2020, v. 10 (8), 295, doi: 10.3390/geosciences10080295.

Lind E., Kropotov S., Czamanske G., Gromme S., Fedorenko V. Paleomagnetism of the Siberian flood basalts of the Noril'sk area: A constraint on eruption duration // *Int. Geol. Rev.*, 1994, v. 36 (12), p. 1139—1150, doi: 10.1080/00206819409465508.

Mardia K.V. Statistics of directional data. London, Academic Press, 1972, 357 p.

McFadden P.L., McElhinny M. Classification of the reversal test in palaeomagnetism // *Geophys. J. Int.*, 1990, v. 103, p. 725—729, doi: 10.1111/j.1365-246X.1990.tb05683.x.

Meert J.G., Pivarunas A.F., Evans D.A.D., Pisarevsky S.A., Pesonen L.J., Li Z., Elming S., Miller S., Zhang S., Salminen J.M. The magnificent seven: A proposal for modest revision of the Van der Voo (1990) quality index // *Tectonophysics*, 2020, v. 790, p. 1—39, doi: 10.1016/j.tecto.2020.228549.

Pavlov V.E., Fluteau F., Veselovskiy R.V., Fetisova A.M., Latyshev A.V., Elkins-Tanton L.T., Sobolev A.V., Krivolutskaya N.A. Volcanic pulses in the Siberian Traps as inferred from Permo-Triassic geomagnetic secular variations // *Volcanism and Global Environmental Change*. Cambridge, United Kingdom, Cambridge Univ. Press, 2015, p. 63—78.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 277, p. 9—20, doi: 10.1016/j.epsl.2008.09.030.

Svetlitskaya T.V., Nevolko P.A. Late Permian–Early Triassic traps of the Kuznetsk Basin, Russia: Geochemistry and petrogenesis in respect to an extension of the Siberian Large Igneous Province // *Gondwana Res.*, 2016, v. 39, p. 57—76, doi: 10.1016/j.gr.2016.06.014.

The Geologic Time Scale / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Elsevier, 2020, 1390 p.

Van der Voo R. The reliability of paleomagnetic data // *Tectonophysics*, 1990, v. 184, p. 1—9, doi: 10.1016/0040-1951(90)90116-P.

Watson G.S., Enkin R.J. The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // *Geophys. Res. Lett.*, 1993, v. 20, p. 2135—2137, doi: 10.1029/93GL01901.

Westphal M., Gurevitch E.L., Samsonov B.V., Feinberg H., Pozzi J.P. Magnetostratigraphy of the lower Triassic volcanics from deep drill SG6 in western Siberia: evidence for long-lasting Permo-Triassic volcanic activity // *Geophys. J. Int.*, 1998, v. 134, p. 254—266, doi: 10.1046/J.1365-246X.1998.00557.X.