

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ТРАППОВ АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА

В.В. Абашев^{1,2}, Д.В. Метелкин^{2,1}, Н.Э. Михальцов^{1,2}, В.А. Верниковский^{1,2}, В.Ю. Брагин^{1,2}

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Обсуждаются результаты палеомагнитных исследований траппов архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ). Этот ареал рассматривают в составе Баренцевоморской крупной изверженной провинции и обычно связывают с раннемеловым эпизодом плюмовой активности, проводя аналогии с другими проявлениями позднемезозойского траппового магматизма высокоширотной Арктики. Однако выполненные в последнее время изотопно-геохимические исследования предполагают значительно более длительную историю базальтоидного магматизма ЗФИ — с ранней юры до раннего мела включительно, с тремя импульсами на рубеже 190, 155 и около 125 млн лет. Учитывая значительную разницу в возрасте, палеомагнитные направления и соответствующие виртуальные геомагнитные полюсы должны формировать дискретные группы вблизи юрско-раннемеловых палеомагнитных полюсов Восточной Европы. Однако рассчитанные виртуальные геомагнитные полюсы, напротив, образуют единое «облачное» распределение, и его центр смещен к раннемеловым палеомагнитным полюсам Сибири. Проведенный анализ показывает, что основной причиной значительной дисперсии является высокоширотное положение ЗФИ и вековые вариации геомагнитного поля во время формирования траппов. При этом продукты раннемелового эпизода магматизма в полученной выборке явно преобладают. Совпадение среднего палеомагнитного полюса траппов ЗФИ с раннемеловым (145—125 млн лет) интервалом траектории кажущегося движения полюса Сибири, а не Восточной Европы подтверждает гипотезу о мезозойской сдвиговой активности внутри евразийского континента. Можно полагать, что эта активность закономерно связана с эволюцией Арктического океана.

Палеомагнетизм, крупные изверженные провинции, архипелаг ЗФИ, Арктика.

PALEOMAGNETISM OF TRAPS OF THE FRANZ JOSEF LAND ARCHIPELAGO

V.V. Abashev, D.V. Metelkin, N.E. Mikhaltsov, V.A. Vernikovsky, and V.Yu. Bragin

The paper presents results of paleomagnetic studies of traps of the Franz Josef Land (FJL) Archipelago. This area is considered to be part of the Barents Sea Large Igneous Province (LIP) and is usually associated with the Early Cretaceous stage of plume activity, by analogy with other manifestations of late Mesozoic trap magmatism in the High Arctic. Recent isotope-geochemical studies, however, suggest a much longer history of basaltoid magmatism in the FJL area, from Early Jurassic through Early Cretaceous, with three pulses at 190, 155, and ~125 Ma. Given a significant difference in age, paleomagnetic directions and corresponding virtual geomagnetic poles are supposed to form discrete groups near the Jurassic–Early Cretaceous paleomagnetic poles of Eastern Europe. However, the calculated virtual geomagnetic poles, on the contrary, show a single “cloud” distribution, with its center being shifted to the Early Cretaceous paleomagnetic poles of Siberia. The performed analysis demonstrates that the significant variance is caused mostly by the high-latitude position of the FJL and secular variations of the geomagnetic field during the formation of the traps. Products of the Early Cretaceous magmatism evidently prevail in the data sample. The coincidence of the average paleomagnetic pole of the FJL traps with the Early Cretaceous (145–125 Ma) interval of the apparent polar wander path of Siberia rather than Eastern Europe confirms the hypothesis of the Mesozoic strike-slip activity within the Eurasian continent. This activity might be a natural result of the evolution of the Arctic Ocean.

Paleomagnetism, Large Igneous Provinces, FJL Archipelago, Arctic

ВВЕДЕНИЕ

Земля Франца-Иосифа — один из самых северных архипелагов в Арктике, включает почти две сотни относительно мелких островов, сложенных в основном продуктами внутриплитного базальтоидного магматизма. Мощная толща субгоризонтально залегающих покровов представляет приподнятый фрагмент крупной магматической провинции (LIP), сформированной, как предполагается, в конце юрского—начале мелового периода. Основная часть этой LIP покрывает всю северную часть дна Баренце-

ва моря до архипелага Шпицберген включительно, значительные пространства к югу от ЗФИ вдоль Северного острова Новой Земли по направлению к п-ову Канин Нос [Карякин, Шипилов, 2009; Шипилов, 2016] и, соответственно, занимает более трети площади Свальбардской плиты, формирующей шельфовую структуру региона (рис. 1). Кроме покровных фаций широко представлены значительные по размерам дайки и силлы, прорывающие распространенный на поверхности триас-юрский терригенный комплекс, включающий песчаники, алевролиты, аргиллиты и их слабосцементированные аналоги (см. рис. 1). Таким образом, значительный объем эффузивных пород и их геохимическая специализация не оставляет сомнения в плюмовой природе магматизма и характерном трапшовом механизме образования структуры ЗФИ и прилегающих территорий [Карякин и др., 2009; Добрецов и др., 2013; Ernst, 2014]. Кроме рассматриваемой Баренцевоморской LIP в пределах Арктического региона известны и другие проявления позднемезозойского базальтоидного магматизма, включающие обособленные ареалы: Свердрупский (Канадский арктический архипелаг и прилегающий шельф) [Jowitt et al., 2014; Evenchick et al., 2015], Восточно-Сибирского моря (архипелаг Де-Лонга и прилегающий шельф) [Филатова, Хаин, 2009; Шипилов, 2011; Добрецов и др., 2013] и, наконец, по результатам морских геофизических исследований в комплексе с драгированием и бурением закартирована Центрально-Арктическая провинция, охватывающая обширную территорию подводных хребтов Альфа-Менделеева и прилегающих с востока впадин Макарова, Подводников вплоть до Чукотского поднятия [Морозов и др., 2013; Кременецкий и др., 2015]. Предполагаемый близкий возраст пород указанных ареалов позволяет предполагать их объединение в составе юрско-меловой LIP высокоширотной Арктики (NALIP), сформированной синхронно с

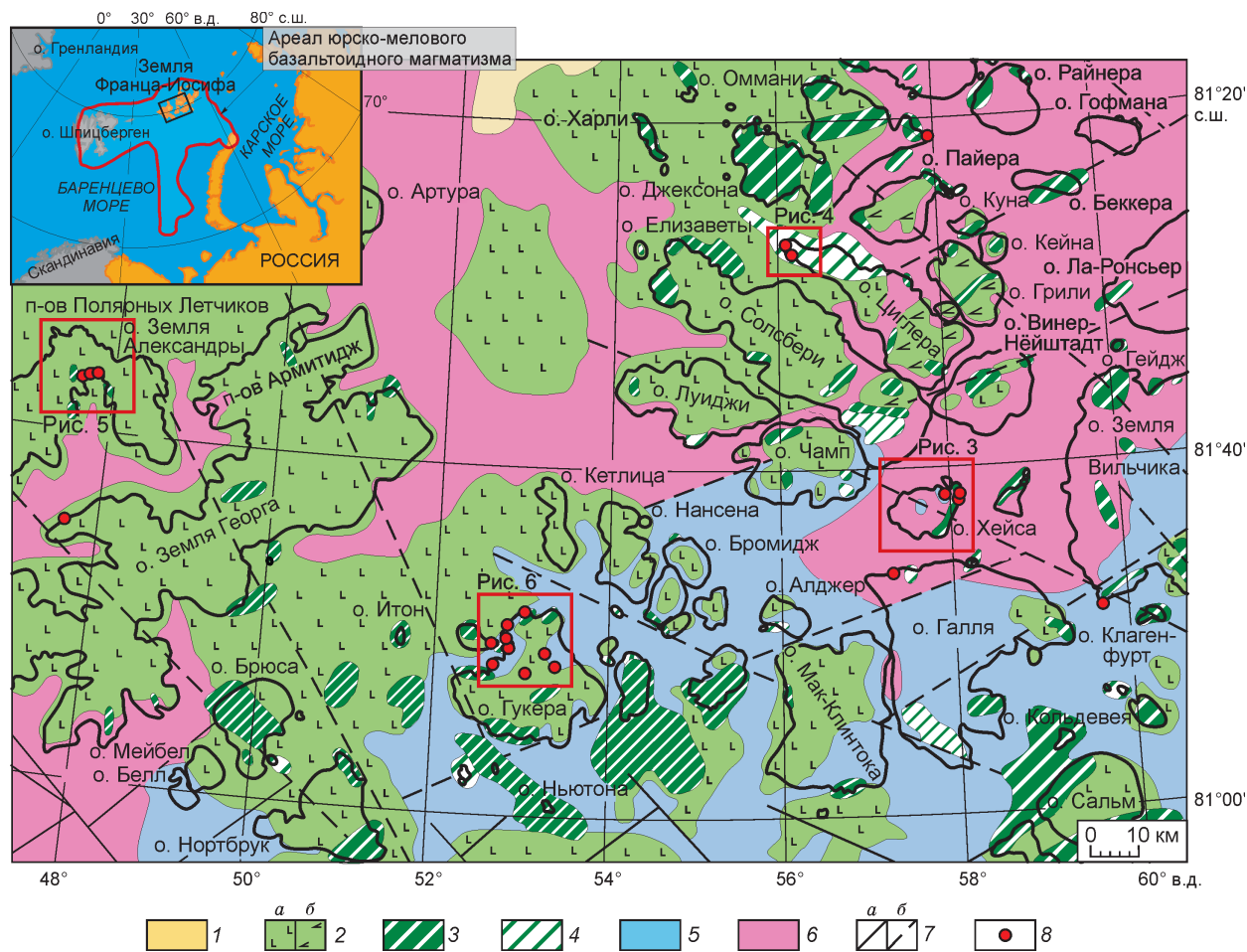


Рис. 1. Схема геологического строения изученной территории архипелага ЗФИ, по [Государственная..., 2006] с изменениями.

На врезке красной линией показан предполагаемый ареал распространения базальтоидного магматизма Баренцевоморской LIP, по [Карякин, Шипилов, 2009].

1 — олигоцен-плиоценовые отложения (алевролиты, глины); 2—4 — юрско (?)—раннемеловой трапшовый комплекс: 2 — туфы и покровы базальтов (а) и андезибазальтов (б), 3 — гиабиссальный комплекс (дайки, силлы, лакколиты) габбро, габбро-диоритов, габбро-долеритов, долеритов и монцонитов, 4 — жерловые фации, включая экструзивные тела (штоки и некки) базальтов, андезибазальтов; 5 — юрские отложения (аргиллиты, алевролиты, пески, песчаники); б — триасовые отложения (пески, песчаники, глины, аргиллиты, алевролиты); 7 — разломы достоверные (а) и предполагаемые (б); 8 — точки палеомагнитного опробования.

раскрытием Американо-Канадской котловины Северного Ледовитого океана [Buchan, Ernst, 2006; Шипилов и др., 2009; Добрецов и др., 2013; Ernst, 2014]. В ряде работ показано, что с эволюцией этого мантийного плюма может быть связано формирование на рубеже перми—триаса самой крупной — Сибирской LIP, а также более древних проявлений внутриплитного магматизма на территории Северо-Восточной Азии [Kuzmin et al., 2010; Кузьмин и др., 2011; Кузьмин, Ярмолюк, 2014, 2016].

Таким образом, Баренцевоморский ареал можно рассматривать как одно из крупнейших проявлений траппового магматизма и, при условии качественного палеомагнитного обоснования, использовать для построения абсолютных тектонических реконструкций с участием террейнов Арктического региона в мезозое и верификации имеющихся геодинамических моделей развития Арктического бассейна, прежде всего Американо-Канадской котловины [Lawver et al., 2002; Верниковский и др., 2013; Лаверов и др., 2013; Кулаков и др., 2013; Шипилов, Лобковский, 2014; Gaina et al., 2014; Соколов и др., 2015; Шипилов, 2016]. Однако достоверность палеомагнитных построений критическим образом зависит от определения геологического возраста пород и времени фиксации ими устанавливаемой намагниченности. Отличительной особенностью магматизма LIP является эпизодический характер, т. е. формирование большого объема магматических пород за относительно короткое в геологическом масштабе время. Продолжительность таких импульсов на примере Сибирской LIP не превышает 15 млн лет [Kamo et al., 2003; Reichow et al., 2009; Ivanov et al., 2013], а по некоторым оценкам не более 1—5 млн лет [Казанский и др., 2000, 2005; Михальцов и др., 2012; Латышев и др., 2013]. При этом усматривается закономерная периодичность плюмового магматизма — около 30 млн лет, которая хорошо коррелируется с крупными тектоническими событиями в регионе, в том числе для территории Арктики, и глобальной геотектоникой [Добрецов, 2010; Добрецов и др., 2013]. До недавнего времени длительность формирования траппов ЗФИ в интервале 145—125 млн лет успешно укладывалась в общую концепцию [Грачев, 2001; Ntaflou, Richter, 2003; Corfu et al., 2013]. Однако результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования [Карякин, Шипилов, 2009] подтвердили ранние предположения о длительном и многоэтапном образовании LIP [Тараховский и др., 1982]. По новым данным, возрастной интервал базальтоидного магматизма ЗФИ охватывает период времени с ранней юры до раннего мела и включает, как минимум, три импульса: раннеюрский (196—189 млн лет), позднеюрский (160—153 млн лет) и хорошо известный и многократно обоснованный — раннемеловой (145—125 млн лет) [Карякин, Шипилов, 2009; Шипилов и др., 2009; Шипилов, Карякин, 2010, 2011; Добрецов и др., 2013]. Наличие указанных импульсов подтверждается результатами исследований химического состава клинопироксенов и расплавных включений [Добрецов и др., 2013], однако встречает массу возражений геологического плана [Столбов, Суворова, 2010]. В том числе, имеющиеся наблюдения свидетельствуют, что базальтовые покровы, как правило, подстилаются осадочными породами не древнее раннего оксфорда, что отвергает возможность существования раннеюрского импульса магматизма. Кроме того, в разрезах траппов ЗФИ отсутствуют признаки значительных перерывов, которые должны быть, исходя из предположения о эпизодическом характере магматизма с этапами относительного «затишья» продолжительностью до 30 млн лет. Соответственно, перечисленные обстоятельства подвергают сомнению достоверность полученных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определений.

Дополнительным независимым аргументом в пользу периодичности магматизма могут выступить палеомагнитные данные. Учитывая предполагаемую значительную разницу в возрасте и отсутствие масштабных позднемезозойских тектонических перемещений между плитами Свальбард и Балтика, можно ожидать, что виртуальные геомагнитные полюсы для раннеюрских, позднеюрских и раннемеловых базальтов ЗФИ должны формировать дискретные группы вблизи соответствующих палеомагнитных полюсов Восточной Европы. Полученные первые палеомагнитные определения в общем виде подтвердили перспективность использования такого подхода и даже позволили наметить некоторые тектонические следствия, вытекающие из анализа расположения рассчитанных полюсов [Михальцов и др., 2016].

Поскольку к настоящему моменту оказался накоплен довольно большой объем палеомагнитных определений по траппам значительной части архипелага ЗФИ, мы предприняли попытку их анализа на предмет информативной способности и чувствительности для расшифровки эволюции магматизма Баренцевоморской LIP, независимого обоснования ранних этапов магматизма и, как следствие, возможности использования полученных данных для реконструкции мезозойской тектонической истории Арктики.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Непосредственным объектом нашего исследования стали продукты траппового магматизма, картируемые в виде отдельных субгоризонтально залегающих потоков или покровов, а также крупных даек, силлов или небольших штоков на территории 8 островов архипелага ЗФИ (см. рис. 1). На основе морфоструктурного анализа и геофизических данных территорию поднятия ЗФИ предлагается делить по четко проявленной полосе отрицательных аномалий магнитного поля, соответствующей прол. Маркома, на юго-западный и северо-восточный сегменты (рис. 2, а) [Шипилов, Карякин, 2014; Шипилов,

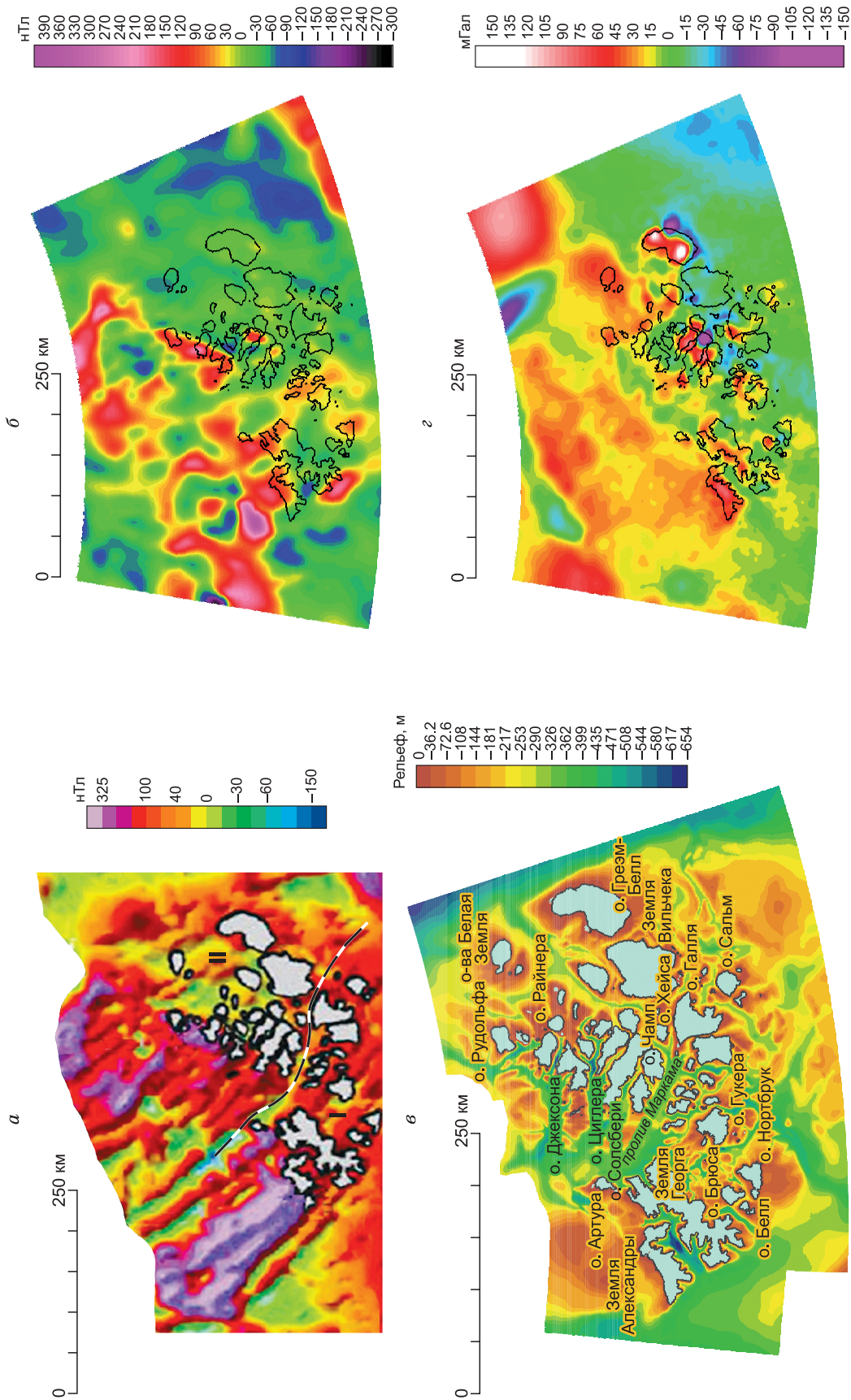


Рис. 2. Карты аномалий магнитного поля, по [Minaikov et al., 2012; Шипилов, 2016], (a); литосферных аномалий магнитного поля, по данным мировой базы EMAG2 <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/emag2.html>, (б); современного рельефа, по данным батиметрии, (в) и аномалий Фая в свободном воздухе, по модели DTU15 [Anderson et al., 2017], (г) для территории архипелага ЗФИ и прилегающего шельфа.

а — I — юго-западный сегмент ЗФИ, II — северо-восточный сегмент ЗФИ, штриховой линией показана геофизическая граница между сегментами (пояснения см. в тексте).

2016]. Ярко выраженной особенностью аномального магнитного поля обоих сегментов является наличие протяженных субширотных полосовых аномалий, конформных по простираению указанной выше границе, и постепенное ослабление общей интенсивности поля и его полосовой структуры вкосте этой зональности. В северо-западной части архипелага, особенно в примыкающей шельфовой акватории, полосы видны четко и интенсивность аномалий достигает 300 нТл и более, а на юго-восточной периферии архипелага, в районе наиболее крупных островов Галля, Земля Вильчека и Грэм-Белл, поле относительно однородное, общей интенсивностью не более 100 нТл (см. рис. 2, а). Полосовую структуру положительных магнитных аномалий предлагается рассматривать как отражение наличия серии крупных даек, пронизывающих разрез ЗФИ и представляющих собой подводящие магматические каналы для преобладающих на северо-западном фланге архипелага силлов и покровов, которые бронируют разрезы большинства островов [Шипилов, Карякин, 2014; Шипилов, 2016]. В целом такую интерпретацию подтверждает наша карта литосферных аномалий магнитного поля, построенная на основе открытой глобальной базы данных EMAG2 (см. рис. 2, б). Полосовая структура здесь видна хуже, однако отмеченная поперечная субмеридиональная зональность по интенсивности магнитных аномалий выражена ярче (см. рис. 2, б). Сходный характер зональности имеют гравитационные аномалии, которые, с одной стороны, отражают современный рельеф, но, с другой, — могут нести дополнительную информацию и о глубинном строении региона (см. рис. 2, в, г). На карте аномалий Фая в свободном воздухе вся северо-западная область характеризуется полем слабых положительных значений до ~ 70 мГал, которое, вероятно, отражает присутствие плоских плато, образованных базальтовыми покровами, скрывающими гипабиссальные интрузии, выраженные в поле магнитных аномалий. Юго-восточный фланг в современной структуре, напротив, характеризуется незначительными отрицательными значениями поля силы тяжести от 0 до -30 мГал (см. рис. 2, г). Можно предположить, что ранее эта часть была приподнята и покровные фации здесь либо практически не формировались, либо денудированы. Соответственно, на современном эрозионном срезе преобладают осадочные породы, вмещающие силлы и дайки. Одна из них изучена нами на северо-западной оконечности о. Галля в районе м. Уиггинса (см. рис. 1). По имеющимся $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным возраст дайки составляет 132.3 ± 2.0 млн лет [Михальцов и др., 2016]. Крупное субсогласное интрузивное тело (силл) также опробовано на о. Земля Вильчека (см. рис. 1). В скв. Северная на о. Грэм-Белл в триасовых осадочных породах на глубине 1820—1900 м находится крупный силл габбро-долеритов, U-Pb возраст цирконов в которых составляет 122.7 млн лет [Corfu et al., 2013].

Однако наибольшая локализация даек и силлов на современном эрозионном срезе характерна для о. Хейса, где нами изучена дайка Аметистовая и два силла (нижний и верхний), внедренных в его осадочный разрез, на северо-восточной оконечности острова (рис. 3). Дайка Аметистовая является наиболее молодой, ее $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст 125.2 ± 2.0 млн лет [Шипилов, Карякин, 2014]. По данным тех же авторов нижний силл практически не отличается по возрасту — 126.2 ± 2.8 млн лет и несколько моложе верхнего силла — 131.6 ± 2.4 млн лет. Возраст других даек и бронирующего остров покрова не древнее 140 млн лет, т. е. целиком отвечает наиболее проявленному раннемеловому импульсу магматизма. Саму природу этого импульса или, по крайней мере, внедрение даек авторы работ [Шипилов, Карякин, 2014; Шипилов, 2016] трактуют как отражение процесса растяжения, связанного с раскрытием Канадской котловины. Собственно покровные фации, отвечающие раннемеловому магматическому эпизоду, распространены повсеместно и преобладают на современном эрозионном срезе как в пределах северо-восточного, так и юго-западного сегментов (см. рис. 1) [Пискарев и др., 2009]. На территории северо-восточного сегмента базальтовые покровы удалось изучить только в обнажениях о. Циглера, в районе м. Брайса (рис. 4). Соответствующий раннемеловой возраст базальтов (около 135 млн лет) подтверждается результатами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования [Михальцов и др., 2016]. Здесь же отобраны две дайки. По нашим предварительным данным, публикация которых ожидается в ближайшее время, одна из этих даек имеет ожидаемый возраст — 126.0 ± 3.5 млн лет, а другая может быть связана с завершением позднеюрского импульса магматизма — 148.7 ± 4.2 млн лет. Еще более древние раннеюрские цифры имеются в сводке результатов радиологического датирования разными методами (K-Ar, Pb-Pb, Sm-Nd) для нескольких силлов и покровов на о. Рудольфа и о. Джексона, однако эти данные требуют уточнения.

Как раз наличие на современном эрозионном срезе продуктов и раннемелового, и обоих юрских эпизодов магматизма отличается, как предполагается [Шипилов, Карякин, 2014], юго-западный сегмент ЗФИ. Причем покровные фации всех трех импульсов совмещены в разрезах без видимых признаков долгих перерывов. Так, на о. Земля Александры (рис. 5) по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по минеральным фракциям методом ступенчатого прогрева в нижнем покрове миндалекаменных плагиоклазовых базальтов с характерной столбчатой отдельностью получены значения 189.9 ± 3.1 и 196.5 ± 6.3 млн лет [Карякин, Шипилов, 2009; Шипилов, Карякин, 2014; Шипилов, 2016]. Выше, в среднем базальтовом покрове, отличающемся глыбовой отдельностью, возраст плато составляет 156.5 ± 5.3 и 152.6 ± 14.5 млн лет [Карякин, Шипилов, 2009; Шипилов, Карякин, 2014; Шипилов, 2016]. Наконец, верхнюю часть видимого разреза формирует крупный покров гигантостолбчатых базальтов со средневзвешенным по пла-

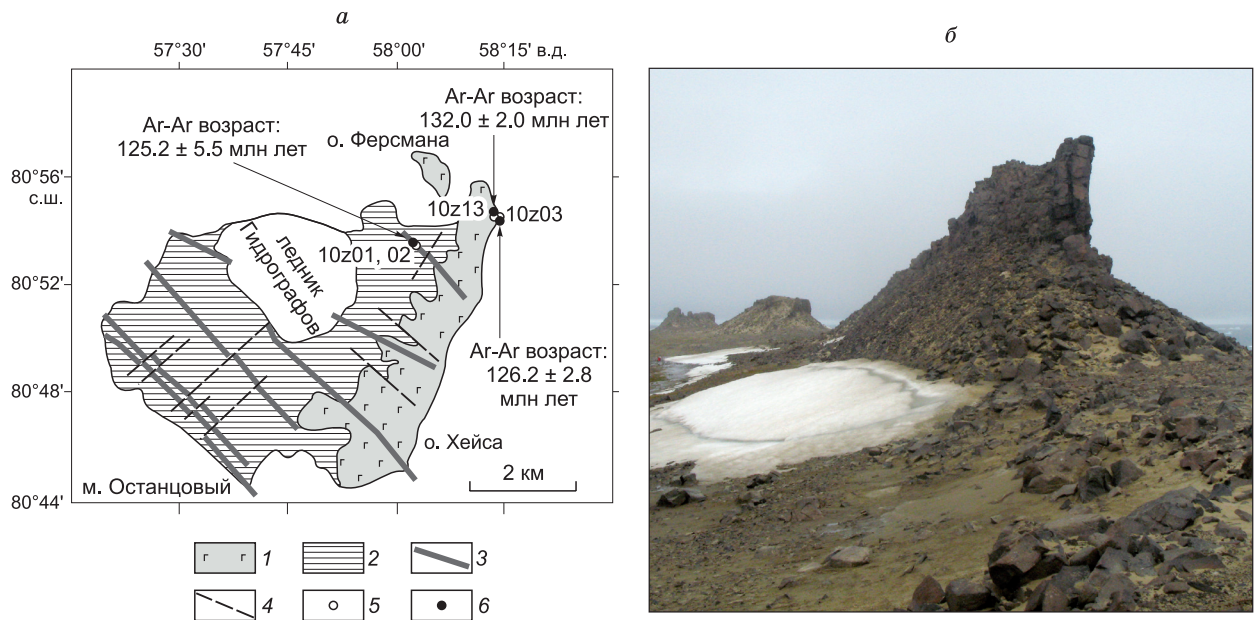


Рис. 3. Геологическое строение о. Хейса.

а — схема геологического строения, по [Шипилов, 2016]: 1 — покров раннемеловых базальтов; 2 — мезозойские осадочные породы; 3 — дайки долеритов раннемелового возраста; 4 — разломы; 5 — точки палеомагнитного опробования с указанием номера; б — точки отбора образцов для геохронологического анализа с указанием установленного возраста; б — общий вид обнажения дайки Аметистовая (точки 10z01, 02, фото Н. Михальцова).

гиоклазу и пироксену возрастом 135.0 ± 4.0 млн лет. Этот покров бронирует разрез острова и наиболее распространен на всей его площади. Сходные цифры фигурируют для базальтов о. Земля Александры в работе [Пискарев и др., 2009]. Сопоставимые юрские датировки 151 ± 11 , 192 ± 13 , 170 ± 12 , 203 ± 14 млн лет имеются по силлам, прорывающим раннемезозойско-позднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения, вскрытые на глубине 1300—3200 м скв. Нагурская, расположенной севернее района работ (см. рис. 5) [Тараховский и др., 1982]. Однако эти цифры, полученные К-Аг методом по валу, вряд ли соответствуют действительности. Более вероятно, что их формирование, так же как на юго-восточной периферии архипелага на островах Галля, Хейса, Грэм-Белл, связано с раннемеловым эпизодом

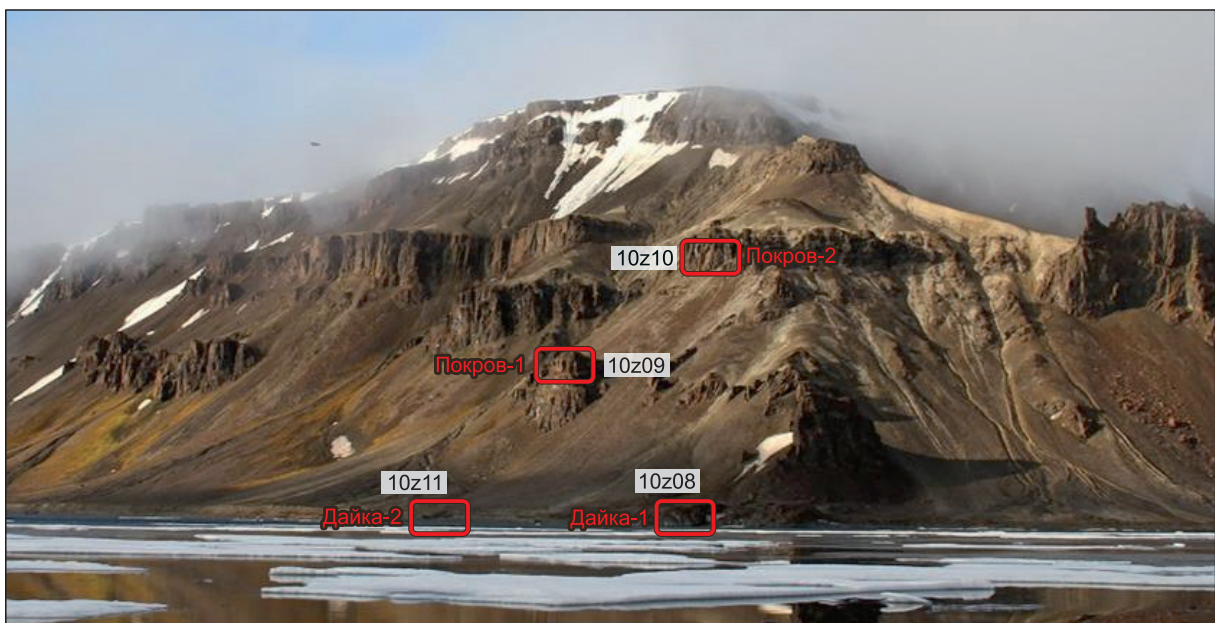


Рис. 4. Общий вид изученных обнажений северо-западного берега о. Циглера.

Фото Ю. Петровой, заимствовано с <http://www.rus-arc.ru>.

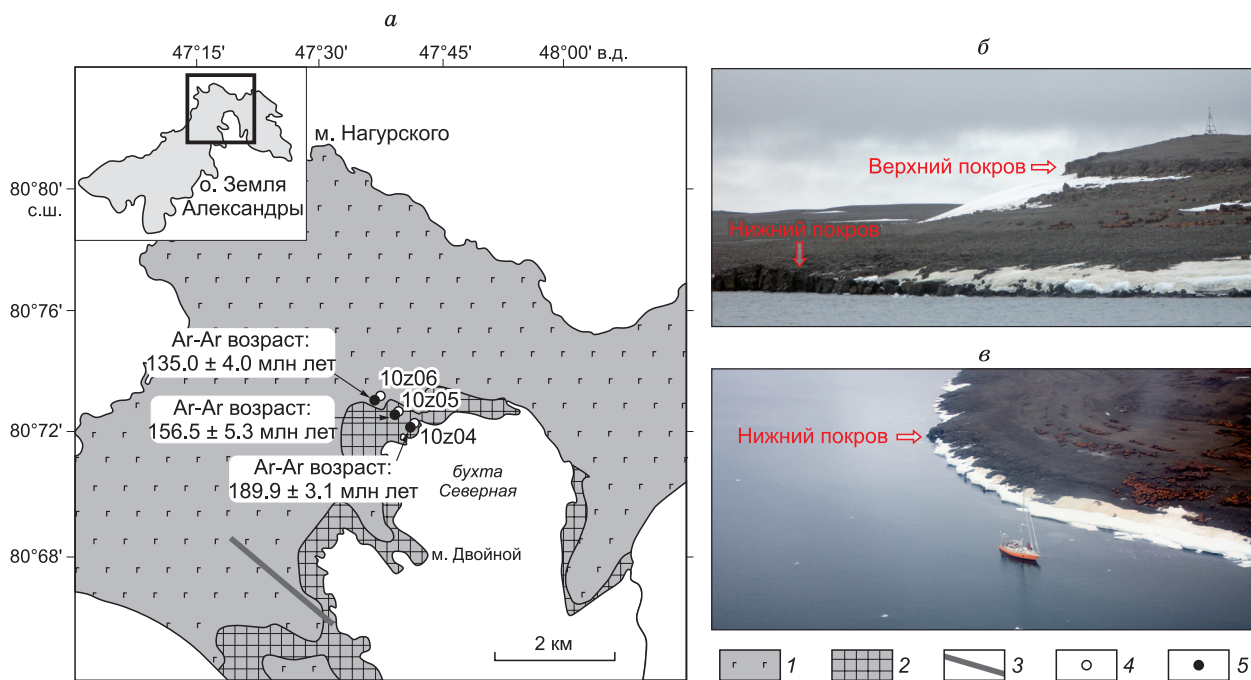


Рис. 5. Геологическое строение северо-восточной части о. Земля Александры.

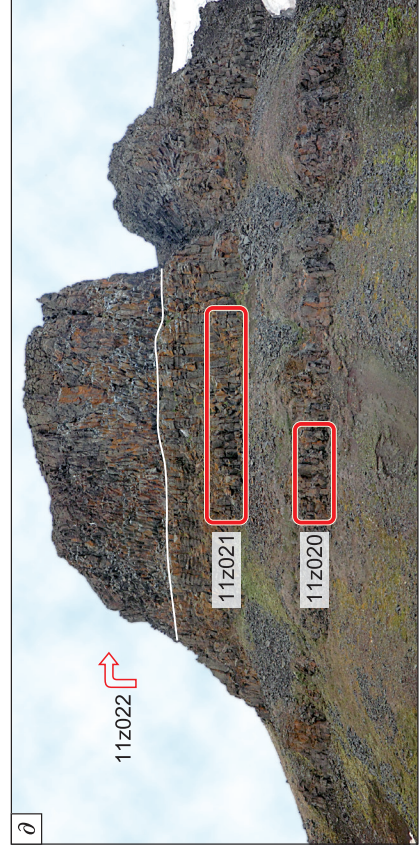
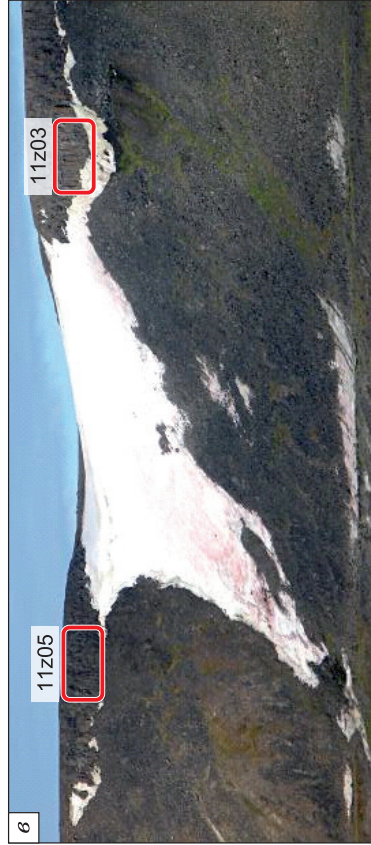
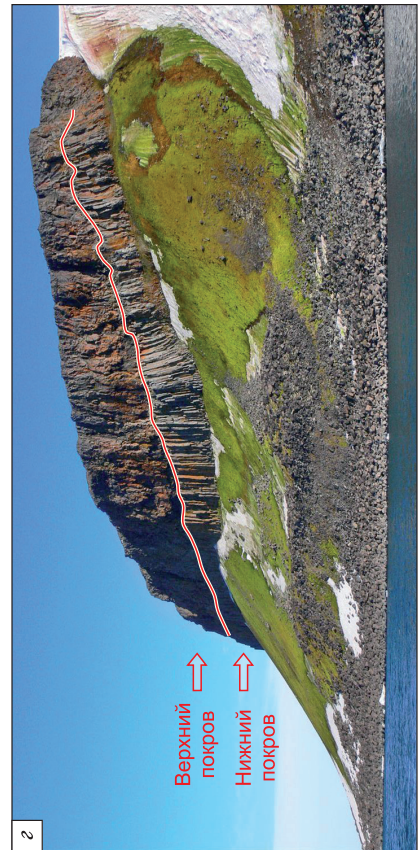
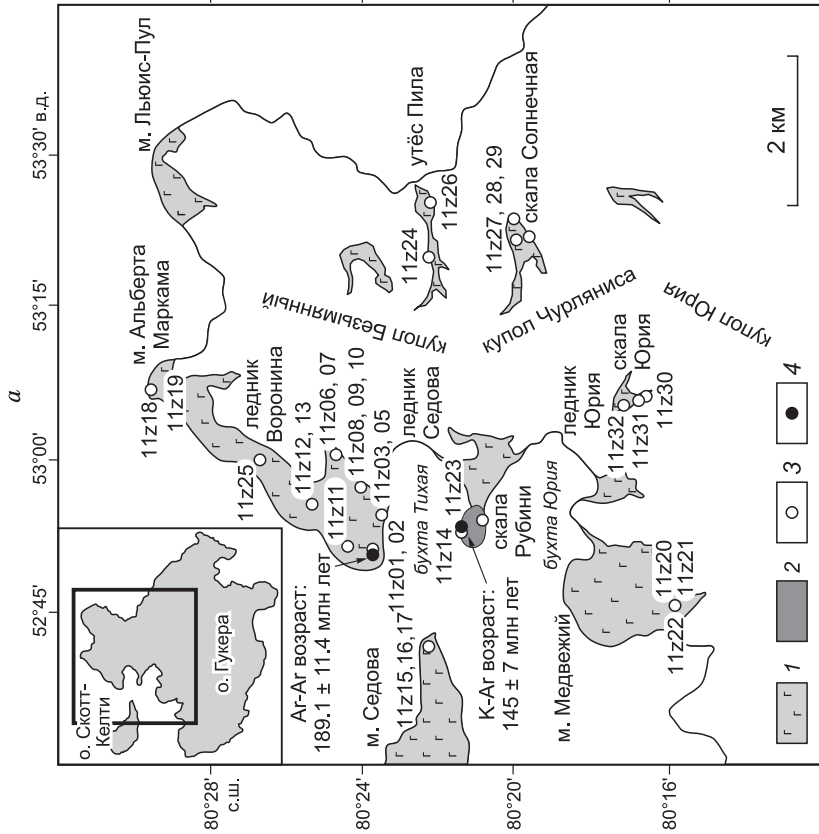
a — схема геологического строения, по [Скляр и др., 2016; Шипилов, 2016]: 1 — базальты раннемелового возраста; 2 — раннеюрские и позднеюрские юрские базальты нерасчлененные; 3 — дайка долеритов раннемелового (?) возраста; 4 — точки палеомагнитного опробования с указанием номера; 5 — точки отбора образцов для геохронологического анализа с указанием установленного возраста (*б*, *в*); общий вид (фото заимствованы из свободных источников Яндекс) вулканического разреза бухты Северная.

магматической активности. Это подтверждают результаты U-Pb анализа нескольких кристаллов циркона, обнаруженных в этих породах [Corfu et al., 2013].

Другое подтвержденное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данными (189.1 ± 11.4 млн лет) проявление раннеюрского этапа магматизма известно на о. Гукера, в основании скального разреза северного борта бухты Тихая, вблизи м. Седова (рис. 6) [Шипилов, Карякин, 2014; Шипилов, 2016]. Авторы этой датировки распространяют указанную цифру на весь разрез, формирующий плато Седова, вплоть до м. Альберта Маркама, однако не исключено, что в его строении по аналогии с разрезом о. Земля Александры присутствуют продукты всех трех магматических импульсов. Датированный покров, сложенный миндалекаменными базальтами с характерной столбчатой отдельностью, обнажается на высоте 100—130 м (см. рис. 6, *б*). Более «высокие» горизонты разреза, формирующие плато Седова, изучены в бухте Тихая восточнее м. Седова (см. рис. 6, *в*), а также в обнажениях непосредственно над долиной Молчания и ледником Воронина. На м. Альберта Маркама изучены два покрова предположительно нижней части разреза (см. рис. 6, *з*), однако однозначно сопоставить обнаженные здесь покровы с покровами бухты Тихая сложно.

В разрезе северо-западной части острова встречаются тела, имеющие, по всей видимости, интрузивную природу (силлы), которые сложены хорошо раскристаллизованными среднекрупнозернистыми габбро-долеритами с вертикальной столбчатой отдельностью. Одно из них опробовано в нескольких обнажениях северного борта бухты Тихая над ледником Седова (см. рис. 6, *а*). Здесь силл подстилает мощный поток массивных стекловатых базальтов. Такое же взаимоотношение раскристаллизованных и стекловатых пород можно наблюдать в скальных обрывах в долине Молчания, а также южнее м. Медвежий. В последнем покров черных массивных стекловатых базальтов с разнонаправленной тонкостолбчатой отдельностью венчает разрез, формирующий скальное обнажение высотой около 120 м (см. рис. 6, *д*). Ниже покрова видно тело хорошо раскристаллизованных долеритов зеленовато-серого цвета мощностью более 15 м. Нижняя граница силла не вскрыта, но непосредственно под ним в структурном делювии присутствуют угловатые обломки серых тонкоплитчатых песчаников. Мощность этого горизонта может составлять до 10 м. Ниже вновь расположен долеритовый силл, видимая мощность которого около 5 м (см. рис. 6, *д*).

В глубине острова, в основном перекрытого ледниками, опробованы протяженные по вертикали фрагменты разреза, сложенные покровными фациями и формирующие отдельные обнажения скалы Солнечная, утеса Пила и скалы Юрия (см. рис. 6, *е*).



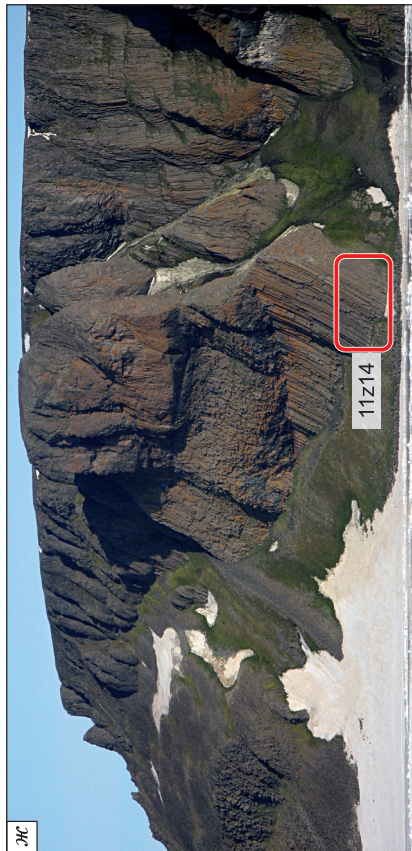
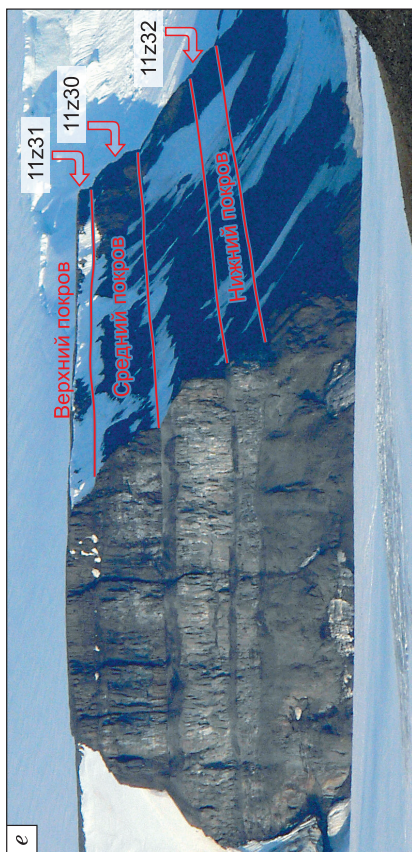


Рис. 6. Геологическое строение северной части о. Гукера.

а — схема геологического строения; *1* — юрско-раннемеловые базальты и долериты нерасчлененные; *2* — шток скалы Рубини; *3* — точки палеомагнитного опробования с указанием номера; *4* — точки отбора образцов для геохронологического анализа с указанием установленного возраста; *б–ж* — общий вид изученных обнажений (фото Н. Михальцова, М. Иванова); датированного покрова базальтов в обрыве м. Седова (*б*), вулканического разреза бухты Тихая, восточнее м. Седова (*в*), южнее м. Альберта Маркама (*г*), южнее м. Медвежий (*д*), скалы Юрия (*е*), штока скалы Рубини (*ж*).

В крайнем южном борту бухты Тихая опробовано гигантское обнажение скалы Рубини (см. рис. 6, *ж*), которое обычно интерпретируется как шток. Возраст штока по К-Аг данным не древнее 145 ± 7 млн лет [Столбов, 2005].

На изученной восточной оконечности о. Скотт-Келти, расположенной в непосредственной близости к м. Седова, в береговых скальных обнажениях угадываются три последовательных покрова базальтов. Нижний и средний покровы имеют характерную вертикальную столбчатую отдельность, верхний покров отличается разнонаправленной ориентировкой такой же столбчатой отдельности. Опробованы все три покрыва.

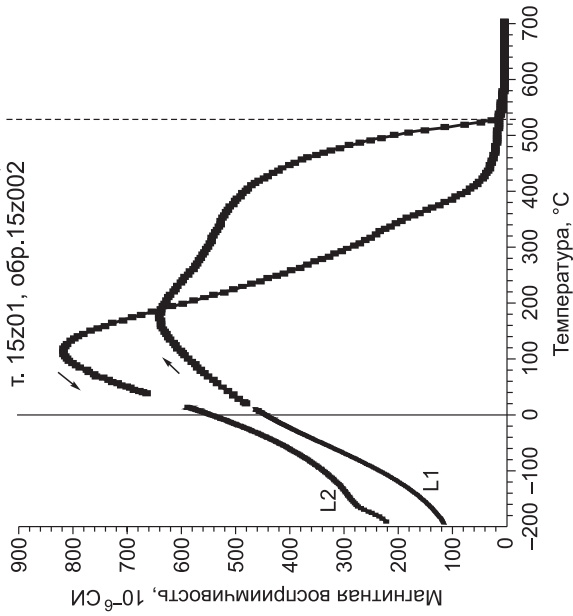
Таким образом, мы полагаем, что опробованные нами траппы ЗФИ относительно равномерно характеризуют предполагаемые по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным этапы магматической активности Баренцевоморской LIP и формируют представительную выборку для расшифровки ее эволюции.

МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

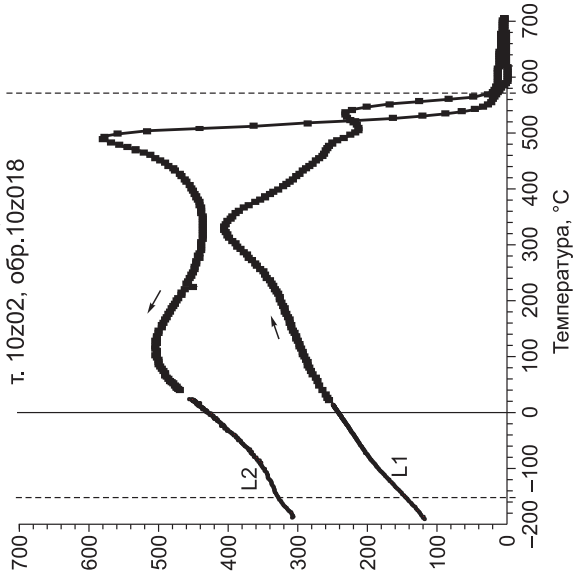
Отбор ориентированных образцов выполнен с помощью портативного бензинового бура или вручную. Для определения локального магнитного склонения использован солнечный азимут либо необходимая поправка рассчитана по модели IGRF (International Geomagnetic Reference Field). Сопоставление имеющихся замеров и модельных данных свидетельствует, что локальное магнитное склонение на изученной территории архипелага ЗФИ в среднем составляет 35° .

Лабораторные палеомагнитные и петромагнитные эксперименты выполнены с использованием аппаратной базы лаборатории геодинамики и палеомагнетизма ИНГ СО РАН и лаборатории геодинамики и палеомагнетизма Центральной и Восточной Арктики НГУ (г. Новосибирск). Для обоснования компонентного состава естественной остаточной намагниченности (NRM) все образцы прошли детальную температурную чистку (*T*-размагничивание) либо чистку переменным магнитным полем (*AF*-размагничивание) до полного размагничивания. Количество шагов чисток обычно составляло от 14 до 18. Измерение вектора остаточной намагниченности выполнено на криогенном магнитометре 755 SRM (2G Enterprises, США), размещенном в экранированном от внешнего поля пространстве. Состав присутствующих в породе магнитных минералов определялся по результатам исследования температурной зависимости магнитной восприимчивости $k(T)$ в инертной среде на многофункциональном измерителе MFK1-FA Каррабридж (AGICO, Чехия). Магнитный гистерезис образцов изучался на магнитометре-коэрцитиметре «J-Meter» (производство Россия, Казань).

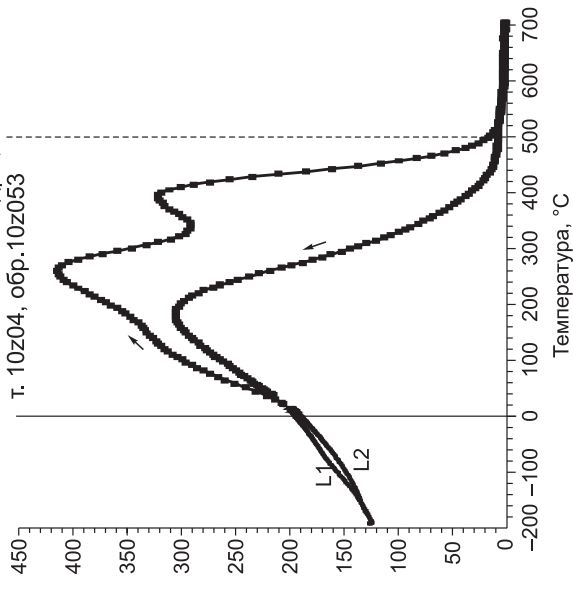
о. Земля Вильчека,
т. 15z01, обр.15z002



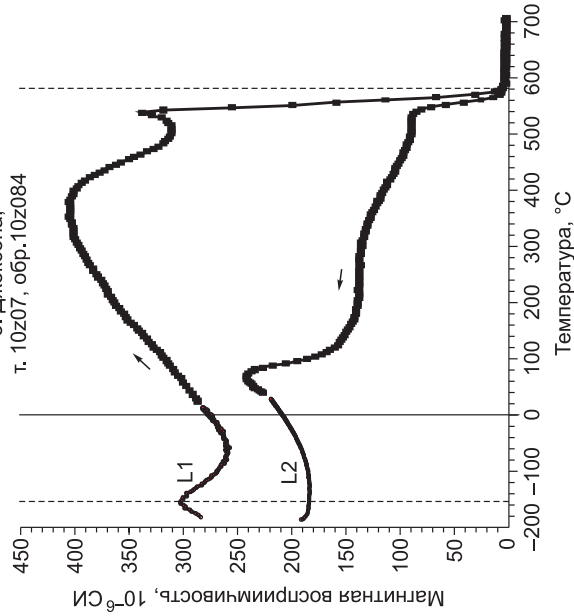
о. Хейса,
т. 10z02, обр.10z018



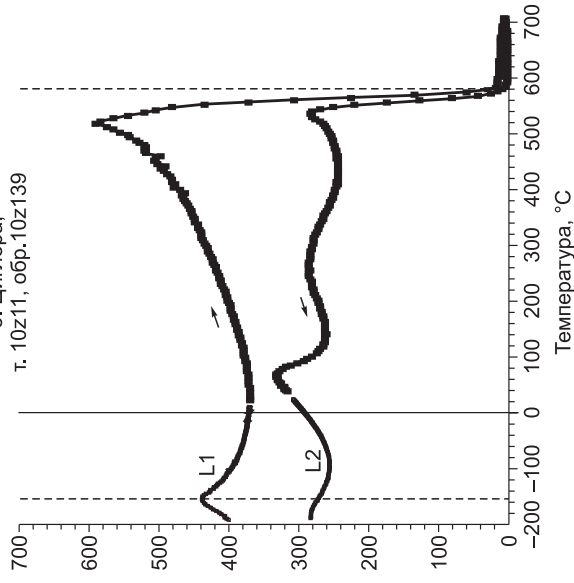
о. Земля Александры,
т. 10z04, обр.10z053



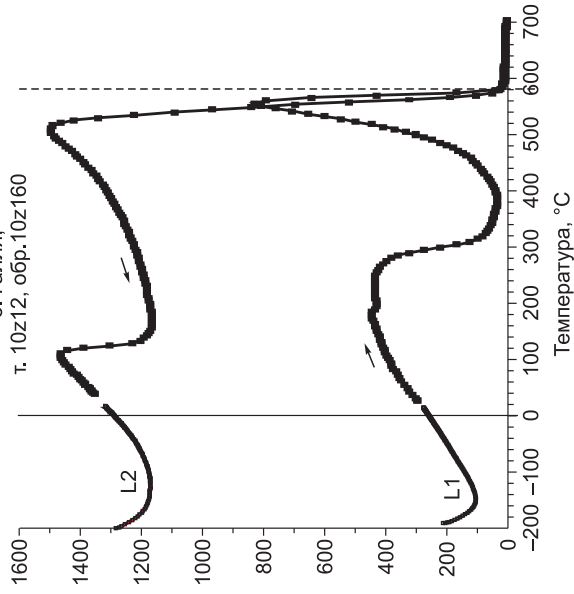
о. Джексона,
т. 10z07, обр.10z084



о. Циглера,
т. 10z11, обр.10z139



о. Галля,
т. 10z12, обр.10z160



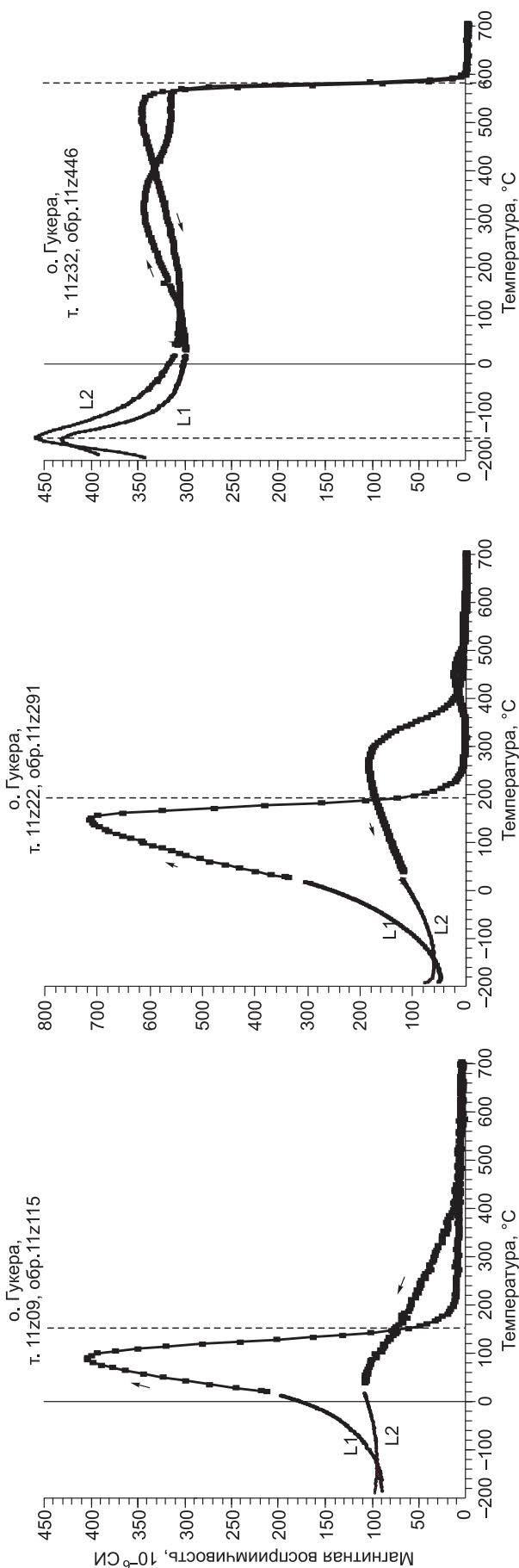


Рис 7. Характерные графики температурной зависимости магнитной восприимчивости $k(T)$ изученных базальтов и долеритов ЗФИ.

Стрелки показывают нагрев (вправо) и охлаждение (влево); L1 и L2 — низкотемпературные кривые до и после нагрева соответственно; штриховые линии указывают определяемые на графиках температуры Кюри присутствующих ферромагнитных минералов.

Обработка измерений остаточной намагниченности выполнена при помощи пакета специализированных программ [Enkin, 1994], использующих при выделении компонент намагниченности метод компонентного анализа [Kirschvink, 1980]. Положение виртуальных геомагнитных полюсов проанализировано с помощью программы GMAP [Torsvik, Smethurst, 1999]. Доменная структура ферромагнитных зерен оценивалась по диаграмме Дэя-Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002]

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Скалярные магнитные характеристики. Величина NRM изученных базальтов и долеритов высокая и значительно варьирует от 2 до 20 А/м. Значения магнитной восприимчивости составляют около 10^{-2} ед. СИ. Отношение этих параметров или фактор Кенигсбергера выше 1 вплоть до 20. В целом такие параметры являются типичными для неизмененных магматических пород и косвенно указывают на потенциальную сохранность намагниченности [Nagata, 1961]. Скалярные магнитные характеристики разновозрастных по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным пород не проявляют никаких отличий. Это косвенно указывает на сходство минералогического состава носителей намагниченности и условий фиксации NRM.

Магнитная минералогия. Исследования температурной зависимости магнитной восприимчивости $k(T)$ показывают (рис. 7), что основными магнитными минералами во всех проанализированных образцах являются титаномагнетит и магнетит. Чаще встречается высокожелезистый титаномагнетит, с точкой Кюри (T_C) 540 °С и выше, вплоть до экспериментально неотличимой от T_C магнетита 578 °С. Однако нередко присутствует и низкожелезистая фаза, T_C которой может варьировать от 180 до 400 °С. При этом оба минерала могут фиксироваться в одном образце. При нагреве титаномагнетит, особенно низкожелезистая его фаза, быстро претерпевает необратимые изменения, в результате на графике охлаждения точка Кюри оказывается смещенной в сторону более высоких температур. По всей видимости, преобладающая в настоящее время высокожелезистая фаза является продуктом

частичного однофазного окисления исходного менее железистого титаномагнетита. При этом время его превращения незначительно отличается от времени кристаллизации первичной фазы, и новообразованный высокожелезистый титаномагнетит фиксирует ту же намагниченность, что и исходные низкожелезистые зерна [Печерский, Диденко, 1995].

Присутствие магнетита как конечной фазы окисления первичного титаномагнетита подтверждается низкотемпературными исследованиями $k(T)$, в ходе которых наблюдается переход Вервея [Verwey, 1939] с характерной температурой $-153\text{ }^\circ\text{C}$, когда происходит фазовый переход магнетита от кубической решетки к орторомбической. Однако во многих образцах при нагреве магнетит также претерпевает необратимые изменения, в результате которых кривая охлаждения не совпадает с кривой нагрева и на повторной низкотемпературной кривой переход Вервея уже не наблюдается. Необратимые изменения при лабораторном нагреве фиксируются практически во всех изученных образцах, вне зависимости от преобладания той или иной магнитной фазы. Этот факт косвенно свидетельствует, что породы не подвергались существенному вторичному прогреву после своего образования и присутствующие продукты однофазного окисления можно рассматривать как условно первичные. В противном случае наблюдались бы полностью обратимые кривые нагрева и охлаждения.

Доменное состояние магнитных частиц. Диаграмма Дэй—Данлопа, прежде всего, несет информацию о размере присутствующих магнитных частиц. Чем они крупнее, тем ближе их фигуративные точки расположены к области, соответствующей многодоменному состоянию (поле MD, рис. 8), и тем хуже порода сохраняет палеомагнитный сигнал. В изученных образцах преобладают псевдооднодоменные (PSD), а также присутствуют совсем мелкие — однодоменные частицы (SD). При этом никакой корреляции между характерным размером магнитных частиц и возрастом пород незаметно. Образцы разновозрастных покровов о. Земля Александры, например, равномерно распределены вдоль линий экспериментальных значений для магнетита, по [Dunlop, 2002], в верхней части поля PSD. Также не наблюдаются зависимости изученных коэрцитивных параметров от структурно-текстурных вариаций или фациальной разновидности пород. Можно только наметить некоторую зависимость по «территориальному» принципу. Так, например, образцы с о. Циглера, несмотря на то, что представлены как долеритами гипабиссальных фаций, так и базальтами типичных покровов, образуют единый, хорошо различимый кластер в верхней части диаграммы, т.е. имеют относительно низкие значения отношения H_{cr}/H_c (где H_c — коэрцитивная сила, H_{cr} — поле, разрушающее остаточную намагниченность насыщения) и максимальные значения отношения M_{rs}/M_s (где M_s — намагниченность насыщения, M_{rs} — остаточная

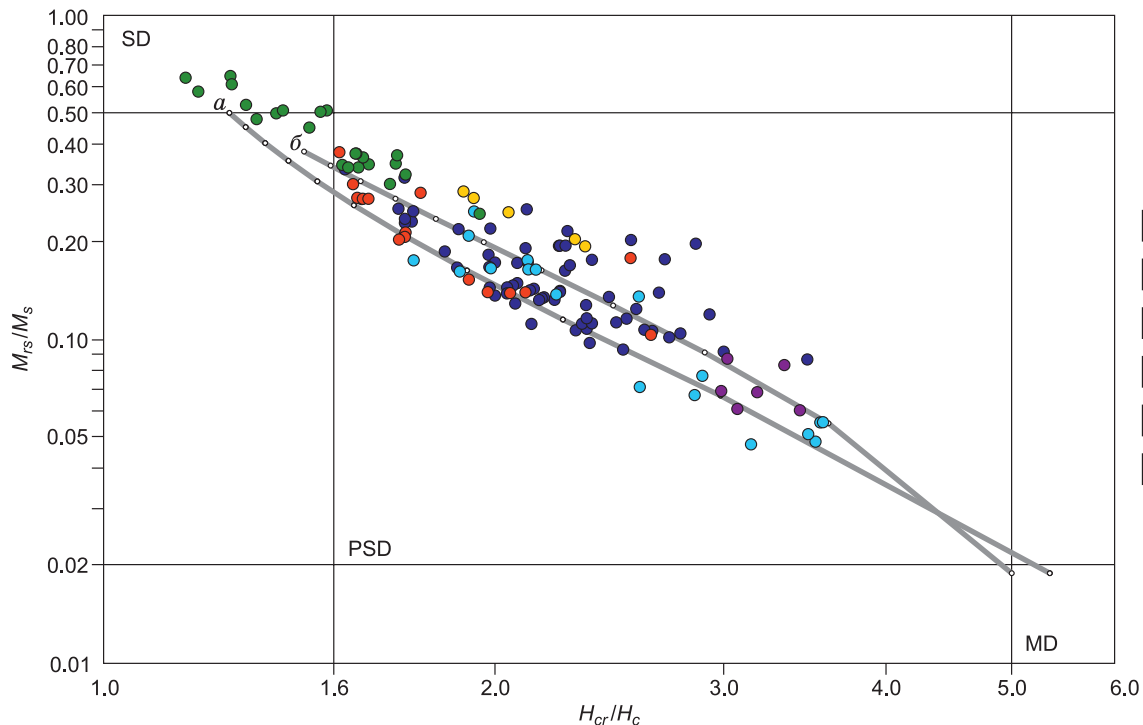


Рис 8. Диаграмма Дэй—Данлопа по результатам анализа траптов ЗФИ:

1 — о. Земля Александры; 2 — о. Галля; 3 — о. Джексона; 4 — о. Хейса; 5 — о. Циглера; 6 — о. Гувера. Серые линии соответствуют экспериментальным значениям для синтетического (а) и природного (б) магнетита [Dunlop, 2002]. SD — поле однодоменных частиц; PSD — поле псевдооднодоменных частиц; MD — поле многодоменных частиц.

намагниченность насыщения), что характеризует SD и близкий к нему PSD размер присутствующих магнитных частиц (см. рис. 8).

Таким образом, по результатам петромагнитного анализа можно сделать вывод, что в изученных траппах ЗФИ преобладают мелкие зерна первично-магматического или однофазно-окисленного в процессе остывания породы титаномагнетита. После своего формирования породы не претерпели существенного температурного воздействия. Это исключает возможность перемгничивания продуктов древнего раннеюрского эпизода магматизма в результате прогрева при последующих позднеюрских и наиболее масштабно проявленных раннемеловых событиях. Этот вывод наилучшим образом проиллюстрирован на примере разреза о. Земля Александры, где все три предполагаемых эпизода магматической активности выражены в виде последовательно перекрывающихся друг друга базальтовых покровов [Шипилов, Карякин, 2014].

Компонентный анализ. По результатам AF-размагничивания в зависимости от состава присутствующего в образце титаномагнетита величина медианного разрушающего поля (MDF) может варьировать от 5 до 50 мТл, но, как правило, составляет около 20 мТл (рис. 9). Обычно на первых шагах чистки, до 4—6 мТл, разрушается хаотически ориентированная вязкая намагниченность, образованная после отбора образцов в процессе их транспортировки, хранения и подготовки к исследованиям. Вклад «естественной» вязкой компоненты, образовавшейся *in situ* в течение последнего периода положительной полярности геомагнитного поля, оценить сложно. Вероятно, она разрушается одновременно с лабораторной вязкой либо при воздействии переменным полем чуть более высокой амплитуды. Поскольку географическое положение территории ЗФИ со времени первого импульса магматизма и в течение позднего мезозоя и кайнозоя соответствовало высоким широтам (вблизи истинного геомагнитного полюса), то и направление вязкой компоненты отличить от первичной мезозойской на диаграммах трудно. В итоге практически весь интервал AF-размагничивания или, как минимум, в полях амплитудой выше 14 мТл и до полного исчезновения NRM фиксируется разрушение стабильной характеристической компоненты (ChRM).

Приблизительно в 60 % образцов преобладают магнитожесткий высокожелезистый титаномагнетит или магнетит, и AF-размагничивание не позволяет разрушить NRM и изолировать связанную с этими минералами стабильную компоненту. В таком случае мы использовали *T*-размагничивание. Разрушение вязкой или лабораторной вязкой намагниченности происходит обычно уже при первом нагреве до 150 °С. В большинстве образцов уже с этого момента или при нагреве до ~ 200 °С и вплоть до полной потери природной намагниченности при характерных температурах 540—600 °С разрушается единственная искомая ChRM (см. рис. 9). В единичных образцах в интервале 150—350 °С можно диагностировать присутствие промежуточной компоненты. Ее направление отличается от ChRM не более чем на 10°. Природа этой компоненты, учитывая устойчивый минеральный состав ферромагнетиков и отсутствие признаков химических изменений, не совсем ясна. С большой вероятностью она может быть «ложной» — артефактом, возникающим непосредственно в процессе пошаговой температурной чистки за счет взаимодействия двух диагностированных выше ферромагнитных фаз титаномагнетитов, имеющих различные деблокирующие температуры [Щербаков и др., 2017].

ОБСУЖДЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Средние направления ChRM для каждого изученного объекта и их статистические параметры приведены в таблице. Там же представлены вычисленные координаты соответствующих виртуальных геомагнитных полюсов (VGP). Основными аргументами в пользу первичной природы выделенных ChRM являются представленные выше петромагнитные факты. Прежде всего, магматический генезис носителей намагниченности, наличие признаков окисления и изменений состава титаномагнетитов только на стадии остывания пород и, наконец, отсутствие признаков наложенных термальных событий.

Стандартные полевые тесты на нашем объекте не работают. В том числе в строении изученной части траппового разреза ЗФИ отсутствуют конгломераты, нет и перекрывающихся грубообломочных пород, наличие которых позволило бы поставить тест галек. Наиболее часто используемый тест складки также не применим, поскольку в данной работе мы рассматриваем все палеомагнитные направления только в современной (географической) системе координат, не вводя поправок за возможное изменение первичной пространственной ориентировки горных пород относительно палеогоризонталей, как было сделано в предварительном сообщении [Михальцов и др., 2016]. К сожалению, достоверных наблюдений, обосновывающих палеогоризонталь на момент траппового магматизма, нет. Однако исследуемые наклонные поверхности подошвы и кровли, или систематическое отклонение от вертикали столбчатой отдельности, которые принимались за палеогоризонталь [Михальцов и др., 2016], с большой долей вероятности отражают древний рельеф и могут быть результатом течения лав по палеосклону. Поскольку в позднемезозойско-кайнозойской геологической истории территории архипелага ЗФИ отсутствуют

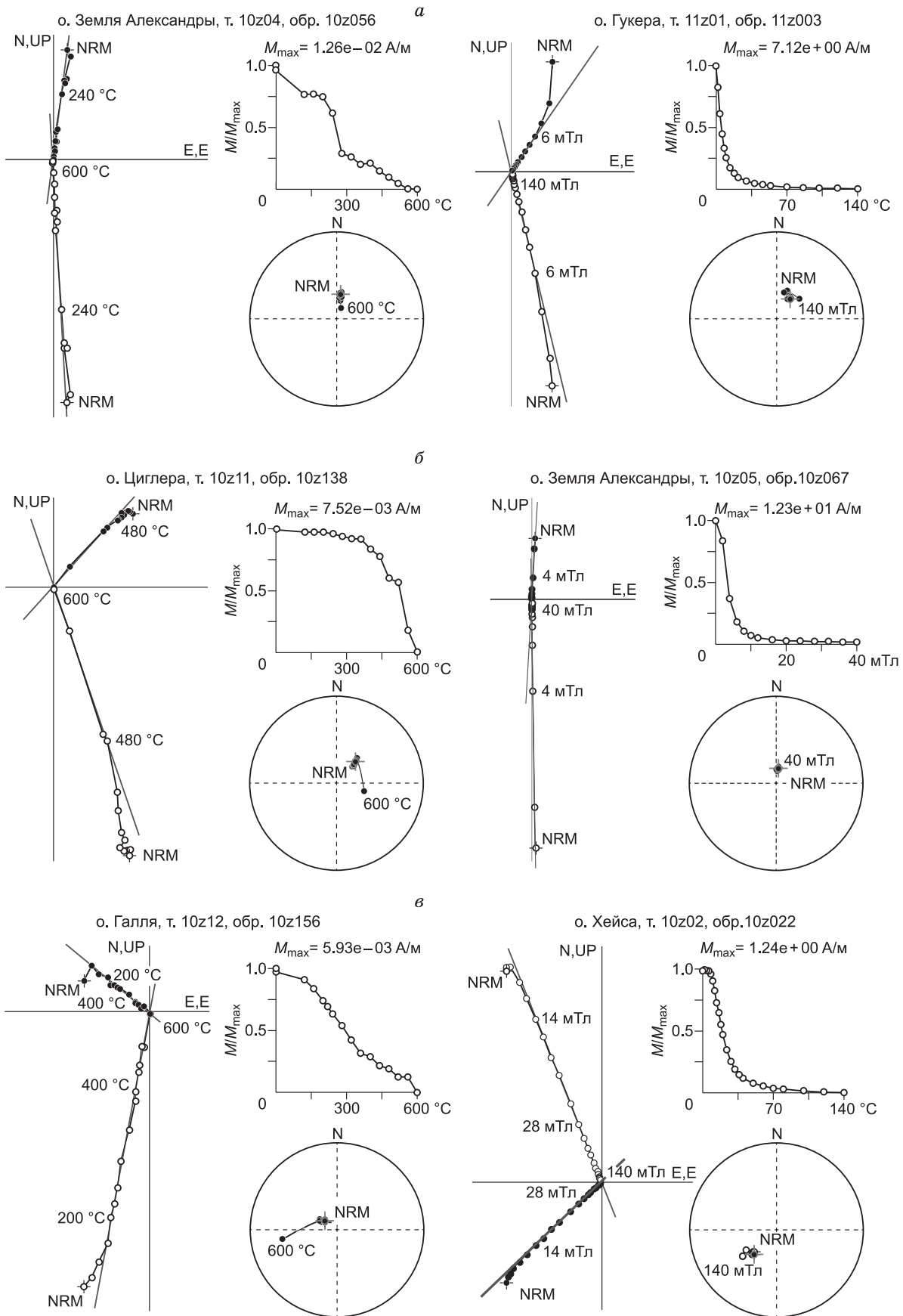


Рис 9. Примеры T -размагничивания (слева) и АФ-размагничивания (справа) раннеюрских (а); позднеюрских (б) и раннемеловых (в) пород траппового комплекса ЗФИ.

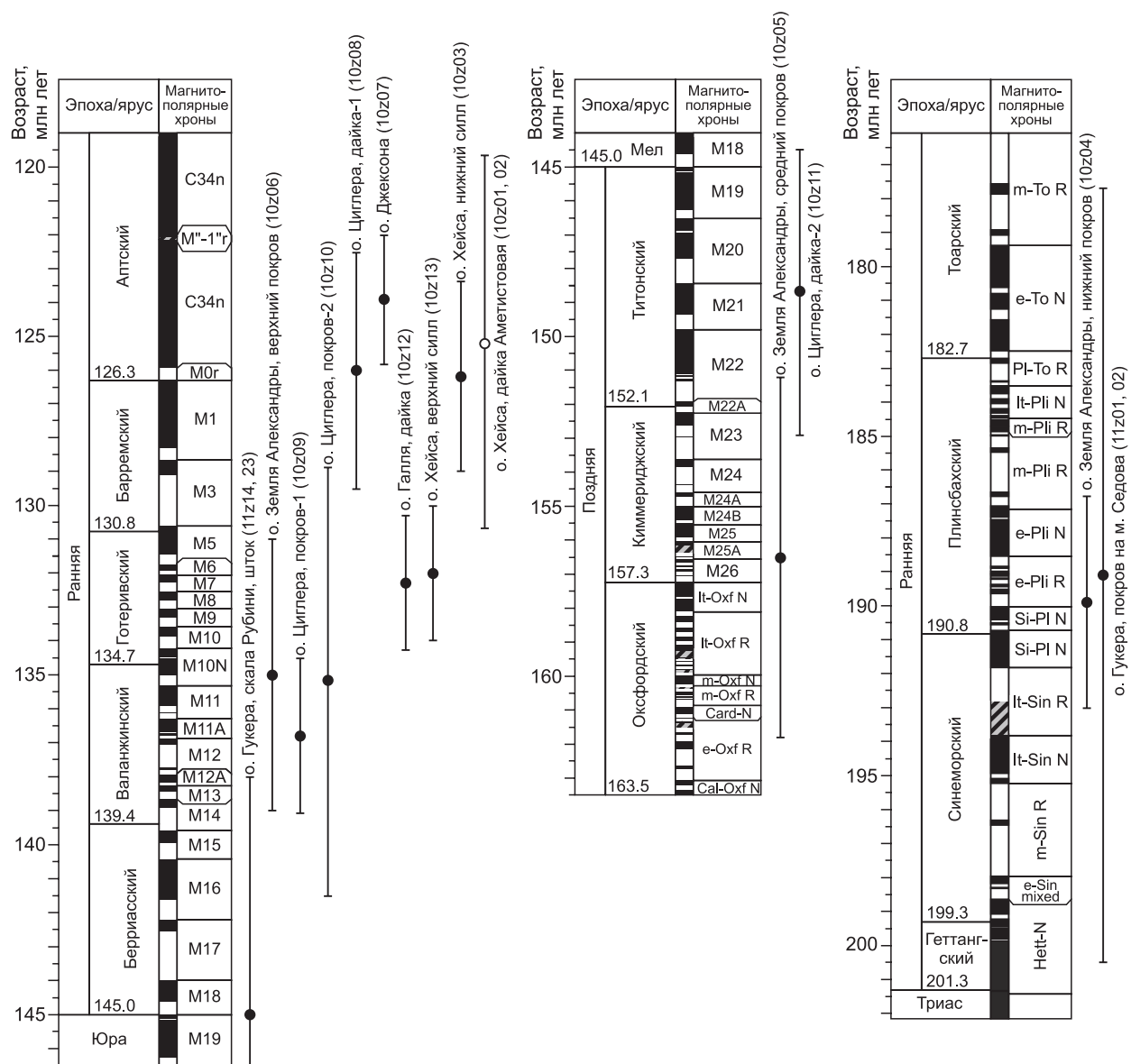


Рис. 10. Сопоставление результатов датирования траппов ЗФИ и полярности выделенных компонент намагниченности с магнитохронологической шкалой [Gradstein et al., 2012].

Черным показаны интервалы прямой полярности, белым — обратной, серым с черной штриховкой — аномальные; вертикальные отрезки — доверительные интервалы для имеющихся определений абсолютного возраста.

сведения о значимых деформациях траппового разреза, нет явных геологических обоснований возможного наклона изученных покровов и интрузий, а петромагнитные данные косвенно подтверждают отсутствие крупных тектонотермальных событий, то при анализе распределения установленных палеомагнитных направлений методически верно использовать современную систему координат, т. е. рассматривать изученные объекты как не нарушившие своего первоначального положения.

Наконец, тест обращения также невозможно полноценно использовать для обоснования генезиса и возраста установленных ChRM, поскольку только в одном объекте (дайка Аметистовая на о. Хейса) обнаружена обратная полярность. Все остальные изученные тела намагничены в интервалах прямой (нормальной) полярности геомагнитного поля (см. таблицу). Явное преобладание прямой полярности ChRM, предполагая длительную историю магматизма с ранней юры по ранний мел включительно, является довольно странным фактом. Все это время вплоть до рубежа баррема—апта, 126.3 млн л. н. [Gradstein et al., 2012], магнитное поле Земли характеризуется очень частыми инверсиями, хотя в общем объеме нормальная полярность несколько преобладает. Лишь с аптского времени и по сантон включительно отмечается длительный суперхрон C34 прямой полярности [Opdyke, Channel, 1996]. В этом кон-

Результаты палеомагнитного анализа траптов ЗФИ

№	Объект исследования (точка опробования)	Glat	Glon	Возраст, млн лет	n/N	D	I	K	α_{95}	Plat	Plon	A95	ППШ
о. Галля, восточнее м. Уиггинса													
1	Дайка (10z12)*	80.4575	57.3773	132.3±2.0	13/13	348.8	76.4	241.3	2.7	73.4	254.6	4.8	64.2
о. Земля Вильячска, м. Ганза													
2	Силл (15z01)	80.3842	59.7009	—	10/10	100.5	70.0	1036.8	1.5	51.2	127.1	2.4	53.9
о. Хейса, район полярной станции им. Э. Кренкеля													
3	Дайка Амелистовая (10z01,02)*	80.6126	57.8985	125.2±5.5	19/23	222.7	-74.3	254.0	2.1	-66.8	0.6	3.6	-60.7
4	Нижний силл (10z03)*	80.6202	58.0755	126.2±2.8	8/8	6.2	76.4	118.9	5.1	73.5	228.6	9.1	64.2
5	Верхний силл (10z13)*	80.6202	58.0755	132.0±2.0	8/8	25.5	77.0	282.6	3.3	73.2	199.4	9.5	65.2
о. Циглера, южнее м. Брайса													
6	Покров-1 (10z09)*	81.0906	56.1076	136.8±2.3	11/11	53.6	65.5	42.9	7.1	52.4	173.5	10.4	47.7
7	Покров-2 (10z10)	81.0903	56.1114	135.2±6.3	13/13	58.5	53.2	253.4	2.6	38.0	171.9	3.0	33.8
8	Дайка-1 (10z08)	81.0900	56.1006	126.0±3.5	18/18	53.2	71.3	88.3	3.7	60.5	170.5	6.0	55.9
9	Дайка-2 (10z11)	81.0906	56.1007	148.7±4.2	12/12	46.1	69.9	151.6	3.5	59.4	179.4	5.6	53.8
о. Джексона, южная сторона м. Кренсмонстер													
10	Нижний силл (10z07)	81.2942	57.9327	123.9±1.9	9/12	44.2	68.3	—	2.7	57.2	184.6	4.2	51.5
о. Земля Александры, северная сторона бухты Северная													
11	Нижний покров (10z04)*	80.7725	47.6414	189.9±3.1	31/33	7.1	71.2	197.1	1.8	64.9	218.2	2.9	55.8
12	Средний покров (10z05)*	80.7749	47.6249	156.5±5.3	12/13	1.4	77.0	540.2	1.9	74.4	225.4	3.4	65.2
13	Верхний покров (10z06)*	80.7749	47.6249	135.0±4.0	5/5	349.6	83.1	129.8	6.7	85.2	258.0	13.0	76.4
о. Гукера, юго-западная часть плато Седова (м. Седова и северный борт бухты Тихая)													
14	Покров на м. Седова в основании разреза бухты Тихая (11z01,02)*	80.3407	52.7821	189.1±11.4	27/27	33.4	68.7	214.6	1.9	59.7	190.6	3.0	52.1
15	Покров выше № 14 (11z03)*	80.3395	52.8124	—	15/17	5.3	69.4	127.4	3.4	62.7	225.9	5.4	53.1
16	Тот же покров (11z05)*	80.3399	52.8004	—	25/27	68.6	74.0	153.2	2.3	62.3	146.9	3.9	60.2
17	Верхний покров над м. Седова (11z11)*	80.3434	52.7798	—	10/15	36.7	74.2	807.5	1.7	67.5	182.4	2.9	60.5
18	Покров над ледником Седова (11z09)	80.3424	52.8858	—	10/10	27.1	78.0	171.3	3.7	74.9	189.6	6.8	67.0
19	Силл под покровом №18 (11z10)	80.3422	52.8847	—	8/10	74.4	83.7	454.5	2.6	76.5	115.7	5.1	77.5
20	Тот же силл (11z08)	80.3427	52.8856	—	15/15	20.7	72.7	506.3	1.7	66.9	204.5	2.8	58.1
21	Тот же силл (11z07)	80.3454	52.9175	—	10/10	24.5	75.7	118.3	4.5	71.4	196.8	7.9	63.0
22	Тот же силл (11z06)	80.3455	52.9186	—	12/12	15.7	71.2	702.2	1.5	64.9	211.9	2.4	55.8
о. Гукера, центральная и северная части плато Седова													
23	Долина Молчания, силл под верхним покровом (11z12)	80.3527	52.8451	—	7/10	352.7	79.9	165.8	4.7	79.9	246.9	8.8	70.4
24	Долина Молчания, верхний покров (11z13)	80.3527	52.8448	—	15/16	41.6	72.7	201.4	2.7	64.6	178.0	4.5	58.1

25	Ледник Воронина, верхний покров (11z25)	80.3597	52.8972	—	17/17	35.6	68.7	143.0	2.9	59.4	188.1	4.5	52.1
26	м. Альберта Маркама, средний покров (11z18)	80.3889	53.0294	—	9/12	44.0	71.2	165.8	4.0	62.0	176.8	6.5	55.8
27	м. Альберта Маркама, нижний покров (11z19)	80.3889	53.0301	—	8/14	59.9	76.1	147.3	4.6	67.0	153.4	8.2	63.7
о. Гукера, южная сторона м. Медвежий													
28	Нижний силл (11z20)	80.2714	52.6834	—	5/11	96.5	80.7	293.6	4.5	68.5	110.4	8.5	71.9
29	Верхний силл (11z21)	80.2716	52.6830	—	12/12	30.4	70.0	76.8	5.0	62.0	193.4	8.0	53.9
30	Верхний покров (11z22)	80.2718	52.6844	—	8/16	352.1	75.4	254.2	3.5	72.1	244.6	6.1	62.5
о. Гукера, центральная и восточная части													
31	Утёс Пила, нижний покров (11z26)	80.3227	53.2473	—	11/14	72.6	82.7	309.1	2.6	75.3	122.5	5.0	75.6
32	Утёс Пила, верхний покров (11z24)	80.3223	53.1914	—	16/16	78.1	71.4	377.5	1.9	56.8	140.5	3.1	56.1
33	Скала Солнечная, нижний покров (11z27)	80.3031	53.2430	—	16/16	15.3	69.3	177.6	2.6	62.2	213.3	4.1	52.9
34	Скала Солнечная, средний покров (11z28)	80.3027	53.2357	—	14/14	23.2	74.5	202.4	2.8	69.6	200.0	4.8	61.0
35	Скала Солнечная, верхний покров (11z29)	80.3028	53.2260	—	10/12	15.5	78.6	278.3	2.9	77.1	206.6	5.3	68.0
36	Скала Юрия, нижний покров (11z32)	80.2778	52.9821	—	6/6	48.9	67.2	165.8	4.7	55.7	173.7	7.1	49.9
37	Скала Юрия, средний покров (11z30)	80.2733	52.9993	—	9/13	49.8	60.4	233	109	47.1	175.5	14.4	41.4
38	Скала Юрия, верхний покров (11z31)	80.2737	52.9981	—	16/16	42.5	71.4	152.2	2.9	62.5	178.1	4.7	56.1
о. Гукера, скала Рубини													
39	Шток, северная сторона (11z14)	80.3386	52.7721	145±7	10/17	99.4	79.6	1379.8	1.3	66.3	110.7	2.4	69.8
40	Шток, южная сторона (11z23)	80.3149	52.8241	145±7	19/20	38.6	82.2	181.0	2.5	80.2	156.9	4.8	74.7
о. Скот-Келли, восточная оконечность													
41	Нижний покров (11z15)	80.3289	52.6288	—	15/15	60.5	68.8	120.3	3.5	56.1	159.8	5.5	52.2
42	Средний покров (11z16)	80.3287	52.6308	—	17/17	55.5	64.9	63.8	4.5	51.7	167.3	6.5	46.9
43	Верхний покров (11z17)	80.3285	52.6272	—	10/15	35.2	76.4	320.9	2.7	71.3	181.1	4.8	64.2
Средние значения по ЗФИ													
44	о. Земля Георга**			130—100	12	30.0	82.0	120.0	2.0	81.2	165.6	3.8	74.3
45	VGP по объектам с раннемеловыми определениями абсолютного возраста			145—125	11	40.0	75.8	57.0	6.1	69.5	180.2	10.8	63.2
46	VGP по объектам с юрскими определениями абсолютного возраста			190—148	4	27.3	72.5	139.7	7.8	65.7	199.5	13.0	57.8
47	VGP по объектам, не имеющим определения абсолютного возраста			—	28	43.4	75.3	83.5	3.0	68.2	176.7	5.2	62.3
48	Все полюсы, исключая VGP по объектам с юрскими определениями возраста			145—125	40	42.4	75.7	76.6	2.6	68.9	177.5	4.5	62.9

Примечание. Номер по порядку соответствует номеру на рис. 11; возраст – имеющиеся $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и K/Ar данные (авторы определений указаны в тексте); Glat и Glop – северная широта и восточная долгота точки отбора (для средних значений (№ 45–48) приняты координаты о. Чамп: 80.7, 56.0); n/N – количество использованных в статистике к общему количеству независимо ориентированных образцов (для средних – количество полюсов, использованных в статистике); D и I – палеомагнитные склонение и наклонение; k – кучность; ϕ_{95} – радиус 95%-го круга доверия для направления; Plat и Plop – северная широта и восточная долгота полюса; A95 – усредненная полуось или радиус 95%-го круга доверия для полюса; ПШ – палеоширота для объекта. Все угловые величины и координаты приведены в градусах.

* Палеомагнитные данные, по [Михальцов и др., 2016].

** Палеомагнитные данные, по [Гусев, 1970].

тексте полученные данные в большей мере поддерживают концепцию об одноактном кратком магматическом событии при формировании провинции ЗФИ, причем время проявления этой активности ближе ко второй половине раннего мела. Тем не менее имеющиеся $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки как меловые, так и юрские неплохо соотносятся с мировой шкалой магнитной полярности (GPTS), а в некоторых случаях позволяют уточнить интервалы событий, связанных и с излияниями и внедрением даек и силлов (рис. 10). В том числе возраст по дайке Аметистовая 125.2 ± 2.0 млн лет [Шипилов, Карякин, 2014] очень хорошо согласуется с GPTS, где в основании апта присутствует узкая ($125.9\text{—}126.3$ млн лет) зона обратной полярности M0r [Gradstein et al., 2012]. Также эта цифра неотличима от результатов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования обратномагнитных базальтов гайота MIT — 125.4 ± 0.2 млн лет, которые положены в основу определения зоны M0r при расшифровке полосовых магнитных аномалий Тихого океана [Pringle, Duncan, 1995]. Расположенный в пределах того же о. Хейса и близкий по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасту нижний силл (126.2 ± 2.8 млн лет), где GhRM имеет прямую полярность, соответствует хрону M1n и, согласно GPTS, внедрился незадолго до дайки Аметистовая в интервале $126.3\text{—}128.3$ млн лет (см. рис. 10). Угол между направлениями GhRM в этих интрузиях после обращения равен 9.3° при его критическом значении, согласно тесту обращения, 4.4° [McFadden, McElhinny, 1990]. Однако сам тест является формальной процедурой, его отрицательный результат закономерен и не может рассматриваться как довод против вывода о фиксации палеомагнитного сигнала в момент внедрения рассматриваемых интрузий. Установленные направления ChRM отражают «мгновенное» состояние геомагнитного поля. Как следствие, вековые вариации не усреднены и сравниваемые полюсы являются виртуальными, а значит не соответствуют гипотезе центрального осевого диполя, что является необходимым условием для выполнения теста обращения [Butler, 1992].

Хорошая корреляция $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данных (131.6 ± 2.4 млн лет) и GPTS (хрон M5n $130.6\text{—}131.4$ млн лет) для верхнего силла о. Хейса и большинства других датированных раннемеловых и позднеюрских объектов. Все они находят необходимые аналоги в GPTS (см. рис. 10). Это в определенной степени обосновывает «случайность» преобладания нормальной полярности в имеющейся у нас выборке, эпизодичность и кратковременность магматизма в течение предполагаемых магматических импульсов.

Несколько хуже обосновано отсутствие обратной полярности в покровах, датируемых синемюр-плинсбахским интервалом ранней юры. В нашей выборке только два объекта имеют соответствующие $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки: нижний поток на о. Земля Александры (189.9 ± 3.1 млн лет) и покров в районе м. Седова на о. Гукера (189.1 ± 11.4 млн лет). Имеющиеся цифры с учетом ошибки определения «перекрывают» сразу несколько магнитохронов, а их средние значения отвечают эпохе преобладающей обратной полярности, именуемой в GPTS как раннеплинсбахский e-Pl1 R хрон (см. рис. 10). Раннеюрский интервал GPTS в целом характеризуется экстремальной частотой инверсий и в отличие от позднеюрско-раннемелового не имеет соответствующих подтверждений по океанским магнитным аномалиям и откалиброван в масштабе биостратиграфических подразделений [Gradstein et al., 2012]. Поэтому большинство хронов выделены по преобладающей полярности и могут включать до десятка узких зон обратного знака. В том числе раннеплинсбахский хрон преобладающей обратной полярности включает не менее 6 (!) нормальных зон [Gradstein et al., 2012]. Поэтому при столь небольшой выборке и точности $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определений наличие ChRM только прямой полярности не является чем-то удивительным.

Одним из критериев палеомагнитной надежности является совпадение полученных палеомагнитных определений с данными, независимо полученными ранее другими авторами [Van der Voo, 1990]. До начала наших работ Мировая палеомагнитная база данных (IAGA GPDDB) насчитывала только одно определение для траппов ЗФИ, по предположительно раннемеловым базальтам о. Земля Георга [Гусев, 1970]. Несмотря на то, что исследования были выполнены в 60-х годах прошлого века, автору удалось получить результат, удовлетворяющий большинству современных критериев палеомагнитной надежности. Статистика сделана на уровне 42 образцов, отобранных из 12 покровов общей мощностью 180 м, что предполагает усреднение вековых вариаций, а отсутствие перемагничивания подтверждается тестом галек [Гусев, 1970]. Недостаточно точно по современным меркам обоснован возраст самих базальтов. Тем не менее это определение мы используем в нашем дальнейшем анализе наравне с полученными данными, предполагая вслед за автором его отнесение к раннемеловому эпизоду магматической активности (см. таблицу).

Все рассчитанные виртуальные геомагнитные полюсы (VGP) образуют рассеянное облако с центром в районе современной Чукотки (рис. 11). При этом нет возможности выделить ожидаемые дискретные группы, внутри которых преобладали бы VGP заведомо разного возраста. Два раннеюрских и два позднеюрских VGP, возраст которых принимается на основе $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определений, так же как и более многочисленные раннемеловые полюсы, никак не выделяются из общего массива данных и концентрируются вблизи раннемелового интервала траекторий кажущегося движения полюса (ТКДП) Европы [Torsvik et al., 2012] и Сибири [Metelkin et al., 2010], при этом лучше сопоставимы с последней (см. рис. 11). Для сравнительного анализа можно использовать другой вариант ТКДП Сибири, построенный

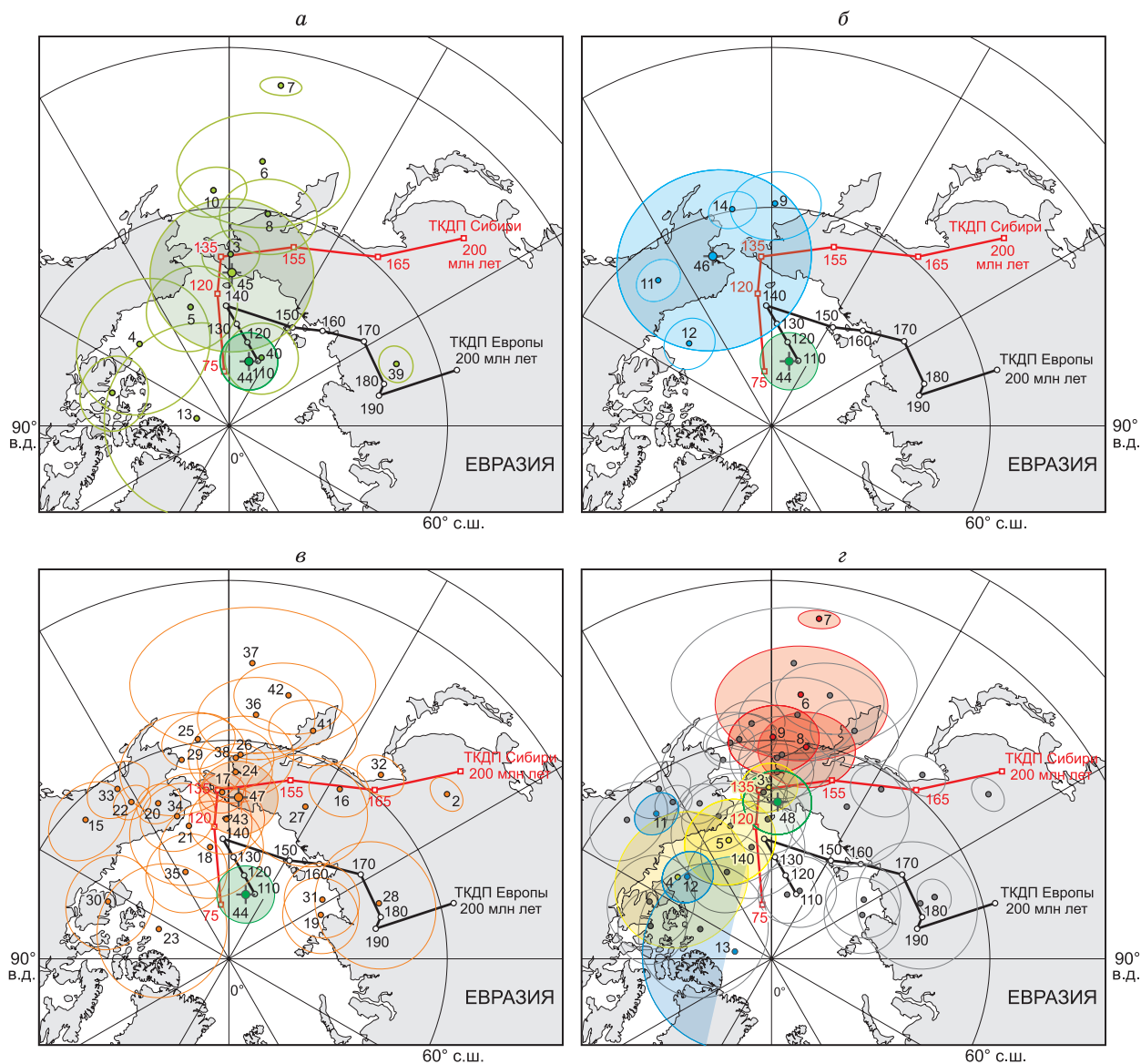


Рис. 11. Положение рассчитанных VGP и средних палеомагнитных полюсов траппов ЗФИ в сравнении с мезозойскими интервалами ТКДП Европы [Torsvik et al., 2012] и Сибири [Metelkin et al., 2010]:

VGP с раннемеловыми определениями абсолютного возраста пород (а); VGP с юрскими определениями абсолютного возраста пород (б); VGP по объектам, не имеющим определения абсолютного возраста (в), все имеющиеся VGP (г), красным выделены VGP для о. Циглера, желтым — о. Хейса, синим — о. Земля Александры. Цифры у полюсов соответствуют порядковому номеру полюса в таблице.

на основе более жестких принципов селекции фактических данных [Диденко, 2015]. Однако раннемеловые участки этих ТКДП отличаются лишь в деталях и не имеют принципиальных противоречий для обоснования эволюции магнетизма ЗФИ. Имеющийся набор датированных VGP, отвечающих раннемеловому импульсу магматической активности, достаточен для усреднения вековых вариаций, и средний полюс в рамках гипотезы центрального осевого диполя, несомненно, будет соответствовать палеомагнитному для интервала 145—125 млн лет. Его координаты $Plat = 69.5$, $Plong = 180.2$, $A95 = 10.8$, $N = 11$ незначимо отличаются от полученного ранее палеомагнитного полюса по базальтам о. Земля Георга (см. таблицу, рис. 11, а). Угловое расстояние составляет 11.5 ± 7.9 . Если сравнить новые координаты полюса для раннемелового эпизода магнетизма со средним полюсом по всем объектам с юрскими $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками $Plat = 65.7$, $Plong = 199.5$, $A95 = 13.0$, $N = 4$ (рис. 11, б), увидим, что разница 7.7 ± 11.1 статистически незначима. Полностью отсутствуют отличия при сравнении того же полюса со

всей оставшейся выборкой $Plat = 68.2$, $Plong = 176.7$, $A95 = 5.2$, $N = 28$ (см. рис. 11, *в*), угловое расстояние 1.8 ± 8.8 . Все это, на первый взгляд, указывает на одноактность магматизма ЗФИ и не подтверждает полученные юрские $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ даты. Однако при более пристальном анализе можно убедиться, что такой вывод, как минимум, преждевременный.

В представленной выборке, без сомнения, преобладают VGP раннемелового эпизода магматической активности. Вероятно, подавляющее большинство, а возможно, и все недатированные изотопным методом объекты настоящего палеомагнитного анализа также отвечают этому времени. Очевидный значительный разброс VGP (см. рис. 11) можно объяснить только вариациями геомагнитного поля на фоне частых инверсий. Усиливает данный эффект и высокоширотное положение провинции ЗФИ, которое сохранялось в течение всего позднего мезозоя и кайнозоя [Шипилов, Верниковский, 2010; Добрецов и др., 2013; Gaina et al., 2014]. Доказано, что дисперсия VGP, связанная с вековыми вариациями магнитного поля Земли, прямо пропорциональна широтному положению объекта во время фиксации намагниченности и возрастает почти в два раза на полюсах по сравнению с экватором [Merrill, McElhinny, 1983]. А значит совпадение единичных юрских VGP с раннемеловым палеомагнитным полюсом просто объясняется недостаточной статистикой данных на фоне высокоширотной дисперсии, обусловленной вековыми вариациями в эпоху частой смены полярности.

Таким образом, достоверно охарактеризовать положение палеомагнитного полюса и самой трапповой провинции ЗФИ на раннеюрском и позднеюрском этапах ее эволюции, равно как обосновать наличие этих эпизодов магматической активности настоящим набором палеомагнитных данных не представляется возможным. Однако есть все основания считать, что полюс для раннемелового (145—125 млн лет) этапа $Plat = 68.9$, $Plong = 177.5$, $A95 = 4.5$, $N = 40$, рассчитанный по всей выборке за исключением четырех полюсов, которые имеют юрские $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки, охарактеризован достаточно большим объемом фактического материала и может быть использован для палеотектонических построений. Это подтверждают расчеты величины угловой дисперсии (S) как стандартной оценки качества усреднения вековых вариаций [McFadden, 1980]. В нашем случае $S = 15.9^\circ$. Это мало отличается от предполагаемого значения $S = 19^\circ$ для широты 62.9° , на которой, согласно полученным данным, располагалась провинция ЗФИ в раннем мелу, и полностью отвечают модельному условию корректного осреднения вековых вариаций $10^\circ < S < 20^\circ$ [Merrill, McElhinny, 1983].

Полученный палеомагнитный полюс с учетом ошибки определения совпадает с соответствующим по возрасту (140—120 млн лет) интервалом ТКДП Сибири, который статистически отличается от одновозрастного интервала ТКДП Европы (см. рис 11). В рамках существующих тектонических представлений различия мезозойских интервалов ТКДП Сибири и Европы объясняется внутриплитной сдвиговой тектоникой [Метелкин и др., 2008, 2012; Metelkin et al., 2010]. В таком случае совпадение раннемелового полюса провинции ЗФИ с ТКДП Сибири предполагает возможность сдвиговых деформаций этой части Свальбардской плиты вместе с Сибирским доменом. Геологическим отражением этого процесса могут быть сдвиги, унаследованные от позднепалеозойско-раннемезозойского этапа преобразования структуры Пайхой-Новоземельской области [Богданов и др., 1997; Абашев и др., 2017], либо связанные с заложением Канадской котловины [Шипилов, 2016] и более поздними процессами эволюции Арктического океана.

В заключении можно отметить еще одну особенность распределения рассчитанных VGP. Если проводить сравнение и анализ выборки отдельно по островам, то можно заметить, что они испытывают некоторую тенденцию к группированию. Так, например, вполне кучное положение занимают VGP о. Циглера, о. Хейса и о. Земля Александры (см. рис. 11, *з*). Отчасти такая тенденция может быть связана с малоамплитудными локальными смещениями при формировании современного рельефа, хотя выраженных деформаций, которые могли бы послужить причиной этих смещений, выявить не удастся. Другой возможной причиной является наличие нескольких центров магматизма при формировании всей Баренцевоморской LIP и структуры поднятия ЗФИ, в частности. В таком случае отмечаемая закономерность может отражать индивидуальные черты магматизма этих центров. Однако вне зависимости от объяснения отмеченные вариации нивелированы, поскольку в статистике участвуют определения по нескольким таким группам и средний полюс в полной мере соответствует палеомагнитному.

ВЫВОДЫ

Выполненные палеомагнитные исследования свидетельствуют о сохранности намагниченности, образованной во время формирования траппов ЗФИ. Однако значительная дисперсия в расположении VGP, обусловленная высокоширотным положением Баренцевоморской LIP и вековыми вариациями в эпоху частой смены полярности до наступления мелового суперхрона C34, не позволяют выявить ожидаемых дискретных групп полюсов, которые бы соответствовали кратким импульсам активизации магматизма, предполагаемым современными $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данными, в ранней юре, поздней юре и раннем мелу [Жарякин, Шипилов, 2009; Добрецов и др., 2013; Шипилов, 2016]. Напротив, имеющийся набор палео-

магнитных и изотопно-геохронологических данных свидетельствует в пользу тотального преобладания продуктов раннемелового (145—125 млн л. н.) эпизода магматизма. С другой стороны, полученные палеомагнитные данные не могут полностью опровергнуть гипотезу эпизодического магматизма при формировании Баренцевоморской LIP и наличие юрского этапа магматической активности на архипелаге ЗФИ. Основной причиной является невозможность учесть вековые вариации при небольшой статистике VGP предположительно юрского возраста. Другими словами, даже если юрские импульсы существуют, то в связи с близким взаимным положением юрских и раннемеловых палеомагнитных полюсов и значительными вариациями магнитного поля Земли соответствующие распределения VGP значительно перекрываются. Разделить их только статистическими методами без привлечения дополнительных независимых петролого-геохимических, изотопно-геохронологических или других геолого-геофизических критериев не представляется возможным.

Рассчитанный по результатам анализа раннемеловой палеомагнитный полюс по всем своим параметрам удовлетворяет гипотезе центрального осевого диполя и может характеризовать положение архипелага ЗФИ и всей Баренцевоморской LIP во время этого, вероятно, основного этапа магматической активности. С учетом доверительного овала раннемеловой полюс ЗФИ не отличается от соответствующего интервала ТКДП Сибири. При этом мезозойская часть Сибирской ТКДП имеет систематические отличия от ТКДП Европы, что с позиций существующих тектонических моделей объясняется взаимными сдвиговыми перемещениями левосторонней кинематики внутри евразийского континента. Их возникновение связывается с отставанием Европейского тектонического домена при общем вращении Евразийской плиты по часовой стрелке, центр (эйлеров полюс) которого соответствует внутренней части Сибирского кратона [Метелкин и др., 2008, 2012; Metelkin et al., 2010]. В рамках этих построений совпадение палеомагнитных данных по территории ЗФИ с Сибирской, а не Европейской ТКДП может означать вовлечение изученной части Свальбардской плиты в описанные внутриплитные движения на стороне Сибирского тектонического домена. Можно полагать, что реконструируемые перемещения внутри континентальной области закономерно связаны с кинематикой раскрытия Северного Ледовитого океана и отражают единый глобальный тектонический процесс.

Авторы выражают сердечную признательность Ю.В. Карякину (ГИН РАН, г. Москва) за научные консультации и неоценимую помощь в организации и проведении полевых работ на архипелаге ЗФИ в 2010—2011 гг. Авторы также благодарят Северный (Арктический) федеральный университет им. М.В. Ломоносова, Национальный парк «Русская Арктика», команду судна «Профессор Молчанов» за помощь при проведении экспедиции в 2017 г. по доизучению траппового комплекса архипелага ЗФИ в рамках инновационного образовательного проекта «Арктический плавучий университет». Авторы благодарны А.Н. Василевскому (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск), А.А. Картозии (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) за помощь в обработке открытых геофизических данных и батиметрии.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект 14-37-00030), РФФИ (проекты 16-05-00523, 16-05-00888, 18-35-00273) и Минобрнауки РФ (проекты 5.2324.2017/4.6, 5.4786.2017/6.7).

ЛИТЕРАТУРА

- Абашев В.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю.** Палеомагнетизм верхнего палеозоя архипелага Новая Земля // *Физика Земли*, 2017, № 5, с. 63—80.
- Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шпилов Э.В.** Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // *ДАН*, 1997, т. 357, № 4, с. 511—515.
- Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю.** Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // *Геология и геофизика*, 2013, т. 54 (8), с. 1083—1107.
- Государственная геологическая карта Российской федерации.** М-б 1:1 000 000 (новая серия). Лист U-37-40, Земля Франца-Иосифа. СПб., ВСЕГЕИ, 2006.
- Грачев А.Ф.** Новый взгляд на природу магматизма Земля Франца-Иосифа // *Физика Земли*, 2001, № 9, с. 49—61.
- Гусев Б.В.** Магнетизм траппов архипелага Земля Франца-Иосифа в сравнении с магнетизмом траппов севера Сибири // *Материалы VIII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму*. Ч. I. Киев, Наук. Думка, 1970, с. 55—58.
- Диденко А.Н.** Анализ мезозойско-кайнозойских палеомагнитных полюсов и траектория кажущейся миграции полюса Сибири // *Физика Земли*, 2015, № 5, с. 65—79.
- Добрецов Н.Л.** Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // *Геология и геофизика*, 2010, т. 51 (6), с. 761—784.
- Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В., Кораго Е.А., Симонов В.А.** Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // *Геология и геофизика*, 2013, т. 54 (8), с. 1126—1144.

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.

Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая специализация и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН, 2009, т. 425, № 2, с. 1—5.

Кременецкий А.А., Костицин Ю.А., Морозов А.Ф., Рекант П.В. Источники вещества магматических пород поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) по изотопно-геохимическим данным // Геохимия, 2015, № 6, с. 487—501.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Тектоника плит и мантийные плюмы — основа эндогенной тектонической активности Земли последние 2 млрд лет // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 11—30.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника, 2011, т. 45, № 6, с. 3—23.

Кулаков И.Ю., Гайна К., Добрецов Н.Л., Василевский А.Н., Бушенкова Н.А. Реконструкции перемещений плит в Арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических аномалий // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1108—1125.

Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника, 2013, № 1, с. 3—35.

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-Тасевская впадина) на основании результатов палеомагнитных исследований // Физика Земли, 2013, № 6, с. 77—90.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Каширцев В.А., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В. Мезозойский интервал траектории кажущегося движения полюса Сибирского домена Евразийской плиты // ДАН, 2008, т. 418, № 4, с. 500—505.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.

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.

Михальцов Н.Э., Карякин Ю.В., Абашев В.В., Брагин В.Ю., Верниковский В.А., Травин А.В. Геодинамика Баренцево-Карской окраины в мезозое на основе новых палеомагнитных данных для пород архипелага Земля Франца-Иосифа // ДАН, 2016, т. 471, № 6, с. 692—696.

Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения, 2013, № 53, с. 34—55.

Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан; петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М., ОИФЗ РАН, 1995, 297 с.

Пискарев А.Л., Хойнеман К., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Бахтадзе В., Алексютин М. Магнитные параметры и вариации состава магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Физика Земли, 2009, № 2, с. 66—83.

Склярёв Е.В., Карякин Ю.В., Карманов Н.С., Толстых Н.Д. Минералы платиноидов в долеридах о. Земля Александры (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (5), с. 1058—1067.

Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Анхойской сутуры (северо-восток Азии) // Геотектоника, 2015, № 1, с. 5—30.

- Столбов Н.М.** Архипелаг Земля Франца-Иосифа — геологический репер Баренцевоморской континентальной окраины: Автореф. дис. к.г.-м. н. СПб., 2005, 20 с.
- Столбов Н.М., Суворова Е.Б.** О времени образования ареала платобазальтов Земли Франца-Иосифа по геологическим данным // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 10. М., ГЕОС, 2010, с. 276—280.
- Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В., Андренчев В.Л.** Возраст траппов Земли Франца-Иосифа // Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 4, с. 965—969.
- Филатова Н.И., Хаин В.Е.** Структуры Центральной Арктики и их связь с мезозойским Арктическим плюмом // Геотектоника, 2009, № 6, с. 24—51.
- Шипилов Э.В.** О позднемезозойском вулканизме Восточно-Арктической континентальной окраины Евразии (Восточно-Сибирское море) по сейсмическим данным // ДАН, 2011, т. 436, № 4, с. 504—508.
- Шипилов Э.В.** Базальтоидный магматизм и сдвиговая тектоника Арктической континентальной окраины Евразии в приложении к начальному этапу геодинамической эволюции Американо-Азиатского бассейна // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (12), с. 2115—2142.
- Шипилов Э.В., Верниковский В.А.** Строение области сочленения Свальбардской и Карской плит и геодинамические обстановки ее формирования // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (1), с. 75—92.
- Шипилов Э.В., Карякин Ю.В.** Новые данные о базальтоидном магматизме Западного Шпицбергена // ДАН, 2010, т. 430, № 6, с. 810—815.
- Шипилов Э.В., Карякин Ю.В.** Баренцевоморская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения Ar^{39}/Ar^{40} возраста // ДАН, 2011, т. 439, № 3, с. 376—382.
- Шипилов Э.В., Карякин Ю.В.** Дайки острова Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа): тектоническая позиция и геодинамическая интерпретация // ДАН, 2014, т. 457, № 3, с. 327—331.
- Шипилов Э.В., Лобковский Л.И.** О субмеридиональной зоне сдвига в структуре континентальной окраины Чукотского моря и механизме раскрытия Канадского океанического бассейна // ДАН, 2014, т. 455, № 1, с. 67—71.
- Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г.Г.** Баренцевско-Американо-Азиатский юрско-меловой суперплюм и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // ДАН, 2009, т. 426, № 3, с. 369—372.
- Щербаков В.П., Латышев А.В., Веселовский Р.В., Цельмович В.А.** Причины возникновения ложных компонент естественной остаточной намагниченности при стандартной пошаговой температурной очистке // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (9), с. 1407—1421.
- Andersen O.B., Knudsen P., Kenyon S., Factor J.K., Holmes S.** Global gravity field from recent satellites (DTU15) — Arctic improvements // First Break, 2017, v. 35, № 12, p. 37—40.
- Buchan K.L., Ernst R.E.** Giant dyke swarms and reconstruction of the Canadian Arctic islands, Greenland, Svalbard and Franz Josef Land / Eds. E. Hanski, S. Mertanen, T. Rämö, J. Vuollo // Dyke swarms: Time markers of crustal evolution. Amsterdam, Taylor & Francis/Balkema, 2006, p. 27—48.
- Butler R.F.** Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. Blackwell, 1992, 319 p.
- Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svensen H., Zayoncheck A., Stolbov N.** U-Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // Geol. Mag., 2013, v. 150, № 6, p. 1127—1135.
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.** Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Inter., 1977, № 13, p. 260—267.
- Dunlop D.J.** Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res., 2002, v. 107, № B3, P. EPM 4-1—EPM 4-22
- Enkin R.J.** A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994, 16 p.
- Ernst R.E.** Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, 2014, 653 p.
- Evenchick C.A., Davis W.J., Bedard J.H., Hayward N., Friedman R.M.** Evidence for protracted High Arctic large igneous province magmatism in the central Sverdrup Basin from stratigraphy, geochronology, and paleodepths of saucer-shaped sills // GSA Bull., 2015, v. 127, № 9/10, p. 1366—1390.
- Gaina C., Medvedev S., Torsvik T.H., Koulakov I., Stephanie C.** Werner 4D Arctic: A glimpse into the structure and evolution of the Arctic in the light of new geophysical maps, plate tectonics and tomographic Models // Surv. Geophys., 2014, v. 35, p. 1095—1122, Doi: 10.1007/s10712-013-9254-y.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.** The Geological Time Scale. Elsevier, 2012, 1144 p.
- Ivanov A.V., He H., Yan L., Ryabov V.V., Shevko A.Y., Palesskii S.V., Nikolaeva I.V.** Siberian Traps Large Igneous Province: evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism // Earth. Sci. Rev., 2013, v. 122, p. 58—76.

Jowitt S.M., Williamson M.-C., Ernst R.E. Geochemistry of the 130 to 80 Ma Canadian High Arctic Large Igneous Province (HALIP) event and implication for Ni-Co-PGE prospectivity // *Econ. Geol.*, 2014, v. 109, p. 281—307.

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, № 1-2, p. 75—91.

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

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth Sci. Rev.*, 2010, v. 102, № 1-2, p. 29—59.

Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // *Geol. Soc. Amer. Bull., Special Papers*, 2002, v. 360, p. 337—362.

McFadden P.L. Testing a paleomagnetic study for the averaging of secular variation // *Geophys. J. Res.*, 1980, v. 61, p. 183—192.

McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in paleomagnetism // *Geophys. J. Int.*, 1990, v. 103, p. 725—729.

Merrill R.T., McElhinny M.W. The Earth's magnetic field: Its history, origin and planetary perspective. London, Acad. Press, 1983, 401 p.

Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // *Gondwana Res.*, 2010, v. 18, iss. 2-3, p. 400—419.

Minakov A., Faleide J.I., Glebovsky V.Yu., Mjelde R. Structure and evolution of the northern Barents-Kara Sea continental margin from integrated analysis of potential fields, bathymetry and sparse seismic data // *Geophys. J. Int.*, 2012, v. 188, p. 79—102.

Nagata T. Rock magnetism. Tokyo, Maruzen Company LTD., 1961, 350 p.

Ntaflou Th., Richter W. Geochemical constraints on the origin of the continental flood basalt magmatism in Franz Josef Land, Arctic Russia // *Eur. J. Miner.*, 2003, v. 15, № 4, p. 649—663.

Opdyke N.D., Channel J.E.T. Magnetic stratigraphy. NY, Academ. Press., 1996, 346 p.

Pringle M.S., Duncan R.A. Radiometric ages of basaltic lavas recovered at Lo-En, Wodejebato, MIT, and Takuyo-Daisan Guyots, northwestern Pacific Ocean // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1995, v. 144, p. 547—557.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C., 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, № 1-2, p. 9—20.

Torsvik T.H., Smethurst M.A. Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP // *Comput. Geosci.*, 1999, v. 25, p. 395—402.

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. Phanerozoic polar wander, paleogeography and dynamics // *Earth Sci. Rev.*, 2012, v. 114, p. 325—368.

Van der Voo R. The reliability of paleomagnetic data // *Tectonophysics*, 1990, v. 184, p. 1-9.

Verwey E.J.W. Electron conduction of magnetite (Fe₃O₄) and its transition point at low temperatures // *Nature*, 1939, № 144, p. 327—328.

*Рекомендована к печати 25 апреля 2018 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию
25 марта 2018 г.*