

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА: ПРИЛОЖЕНИЕ К МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИКЕ БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

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

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 новые палеомагнитные и геохронологические данные для пород архипелага Земля Франца-Иосифа. Проведено обобщение имеющихся сведений о палеомагнетизме Баренцевоморской континентальной окраины в приложении к вопросам мезозойской тектоники Арктики. В частности, полученные оценки возраста свидетельствуют о кратком эпизоде плюмового магматизма в раннем мелу, на рубеже баррема—апта. Палеомагнитные данные свидетельствуют, что проявления внутриплитной магматической активности в Высокоширотной Арктике, одним из ареалов которой являются траппы архипелага Земля Франца-Иосифа, не что иное, как след миграции литосферных плит этого региона над Исландским плюмом, сохранившим свое стационарное географическое положение минимум последние 125 млн лет. Выполненные палеотектонические построения предполагают прямую связь внутриплитных сдвиговых систем Евразийского континента с конфигурацией и режимом эволюции мезозойских окраинных бассейнов и спрединговых зон инициального этапа раскрытия океана в Арктике.

Палеомагнетизм, архипелаг Земля Франца-Иосифа, крупные изверженные провинции Высокоширотной Арктики, Исландский плюм, сдвиговые перемещения, Амеразийская котловина, Баренцевоморская континентальная окраина, Арктика

PALEOMAGNETISM OF THE FRANZ JOSEF LAND ARCHIPELAGO: APPLICATION TO THE MESOZOIC TECTONICS OF THE BARENTS SEA CONTINENTAL MARGIN

D.V. Metelkin, V.V. Abashev, V.A. Vernikovsky, N.E. Mikhaltsov

We report new paleomagnetic and geochronological data for rocks of the Franz Josef Land archipelago and generalize available information about the paleomagnetism of the Barents Sea continental margin as applied to the issues of the Mesozoic Arctic tectonics. Specifically, the obtained age estimates are indicative of a brief episode of mantle plume magmatism at the Barremian–Aptian boundary (Early Cretaceous). The paleomagnetic data show that intraplate magmatism formations in the High Arctic, including the Franz Josef Land traps, are nothing more than a trace of the Iceland plume on the migrating tectonic plates of the region. Thus, the Iceland plume was geographically stationary for at least the last 125 Myr. Our paleotectonic reconstructions suggest a direct connection of the intraplate strike-slip systems of the Eurasian continent with the configuration and subsequent evolution mode of Mesozoic marginal basins and spreading axes during the initial opening stage of the Arctic Ocean.

Paleomagnetism, Franz Josef Land archipelago, High Arctic Large Igneous Province, Iceland plume, strike-slip kinematics, Amerasia basin, Barents Sea continental margin, Arctic

ВВЕДЕНИЕ

Баренцевоморский окраинный бассейн является, пожалуй, одним из наиболее изученных среди шельфовых структур Российской Арктики. Особое внимание к этой территории было и остается связанным не только с высоким нефтегазоносным потенциалом мезозойского комплекса, но и с фундаментальными вопросами геологического строения его докембрийско-палеозойского основания и тектоникой Арктики в целом [Пушаровский, 1976; Зоненшайн, Натапов, 1987; Тектоническая..., 1996, 1998; Лаверов и др., 2013]. Тем не менее многие вопросы геологического строения остаются остро дискуссионными. В том числе в настоящее время существует несколько точек зрения на тектоническую природу фундамента и эволюцию баренцевского плитного комплекса [Баренцевская..., 1988; Аглонов и др., 1996; Тектоническая..., 1996, 1998]. Имеющиеся модели во многом перекликаются и сводятся в итоге к

попытке найти на Баренцевском и смежном Карском шельфе продолжение тектонических структур прилегающей Евразийской суши и признаки ее преобразования вследствие раскрытия котловин Северного Ледовитого океана.

Одним из ключевых объектов для изучения этих вопросов является архипелаг Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), включающий почти две сотни мелких островов на северо-востоке Баренцева моря. С одной стороны, ЗФИ — это одно из немногочисленных поднятий древнего фундамента Баренцевоморской плиты, с другой, — центр позднемезозойского плюмового магматизма субсинхронный и сопровождавший раскрытие Американо-Евразийской океанической котловины около 130—80 млн л. н., формирование крупных магматических ареалов на территории Высокоширотной Арктики (High Arctic Large Igneous Province, HALIP) (рис. 1) [Grantz et al., 1998; Филатова, Хайн, 2009; Шипилов и др., 2009; Кораго и др., 2010; Gaina et al., 2014]. Другие близкие по возрасту магматизма и отвечающие HALIP плюмовые проявления распространены в пределах Канадского арктического архипелага, на территории Центральной и Восточной Арктики, включая подводную область Центрально-Арктических поднятий, хр. Альфа-Менделеева и акваторию архипелага Де-Лонга (см. рис. 1, а) [Верниковский и др., 2013а; Добрецов и др., 2013; Pease et al., 2014; Ernst, 2014; Шипилов, 2016]. Образование HALIP и более молодой Северо-Атлантической провинции (NAIP) связывают с действием мантийного плюма, поверхностным проявлением которого является Исландская горячая точка [Lawver, Müller, 1994; Lundin, Doré, 2005; Gaina et al., 2014]. В ряде работ высказывается идея, что Исландский плюм также ответствен за формирование сибирских траппов (SLIP) около 250 млн л. н. и более древних провинций Северо-Восточной Азии [Lawver et al., 2002; Kuzmin et al., 2010; Кузьмин и др., 2011; Добрецов и др., 2013]. Все это позволяет утверждать стационарность Исландского глубинного источника в составе Африканской (Tuzo) обширной области низких сейсмических скоростей в мантии (Large Low Shear Velocity Province, LLSVP) [Метелкин и др., 2021] и подтверждает вывод о длительной стабильности отдельных восходящих потоков этой LLSVP [Zhao, 2001; Torsvik et al., 2008]. Тем не менее с появлением ряда Ar-Ar определений, указывающих на возможный юрский эпизод плюмового магматизма на ЗФИ [Карякин, Шипилов, 2009; Шипилов, Карякин, 2011], вопрос продолжительности формирования Баренцевоморского ареала вновь горячо обсуждается [Тараховский и др., 1982; Грачев, 2001; Corfu et al., 2013; Добрецов и др., 2013; Симонов и др., 2019; Абашев и др., 2020]. Решение этого вопроса, в свою очередь, влияет на обоснование кинематических параметров движения плит в Арктическом регионе и, соответственно, тектонический режим эволюции бассейнов Северного Ледовитого океана.

Объединяющими чертами эпиконтинентальных и эпикееанских структурных парагенезов, развитых в Баренцевоморском и смежных регионах, являются, на наш взгляд, сдвиговые системы [Богданов и др., 1997; Dobretsov, Vernikovskiy, 2001; Пучков, 2003; Шипилов, 2016; Абашев и др., 2017], как правило, наследующие древние тектонические швы и формирующие в итоге современный морфоструктурный план континентальной окраины. О степени такой преемственности новейшей структуры шельфа, наряду с прямыми геофизическими, прежде всего сейсмогеологическими, наблюдениями [Шипилов, Сенин, 1988; Тектоническая..., 1996, 1998; Minakov et al., 2012; Старцева и др., 2017], могут говорить палеомагнитные данные. Однако существующая сегодня база палеомагнитных определений ограничена в основном ранним палеозоем центральных и восточных районов Российской Арктики [Метелкин и др., 2000, 2014; Metelkin et al., 2005, 2016; Верниковский и др., 2011, 2013б; Чернова и др., 2017]. Одни из первых данных по траппам ЗФИ опубликованы в работах [Михальцов и др., 2016; Абашев и др., 2018, 2019]. В этой статье кроме пополнения имеющегося набора палеомагнитных и геохронологических данных по базальтам ЗФИ, мы приводим результаты специального исследования вмещающих и подстилающих осадочных пород, а также итоги сопоставления с имеющимися немногочисленными палеомагнитными данными для позднего палеозоя и мезозоя Баренцевоморского региона и детальными рядами палеомагнитных полюсов Евразии для оценки роли сдвиговой тектоники на позднемезозойском этапе эволюции Баренцевоморской континентальной окраины.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Поднятие архипелага ЗФИ представляет один из наиболее крупных выступов Свальбардской микроплиты, формирующей континентальное основание современного Северо-Баренцевского бассейна. Мощность коры в этом районе достигает 35—38 км [Середкина, Филиппов, 2021] (см. рис. 1, б). Возраст плиты предполагается гренвильским, а наиболее древние мезопротерозойско-неопротерозойские породы складчатого фундамента известны на территории смежных островов, в том числе на востоке архипелага Шпицберген и, фрагментарно, на Новой Земле [Кораго и др., 1992; Тектоническая..., 1996, 1998, 2019; Кораго, Тимофеева, 2005; Шипилов, Верниковский, 2010; Пискарев и др., 2018].

На юге, в прибрежной части Баренцева моря, Свальбардская плита «сшита» с Восточно-Европейским кратоном (Балтикой). Тектоническим выражением этого шва являются структуры Тиманского оро-

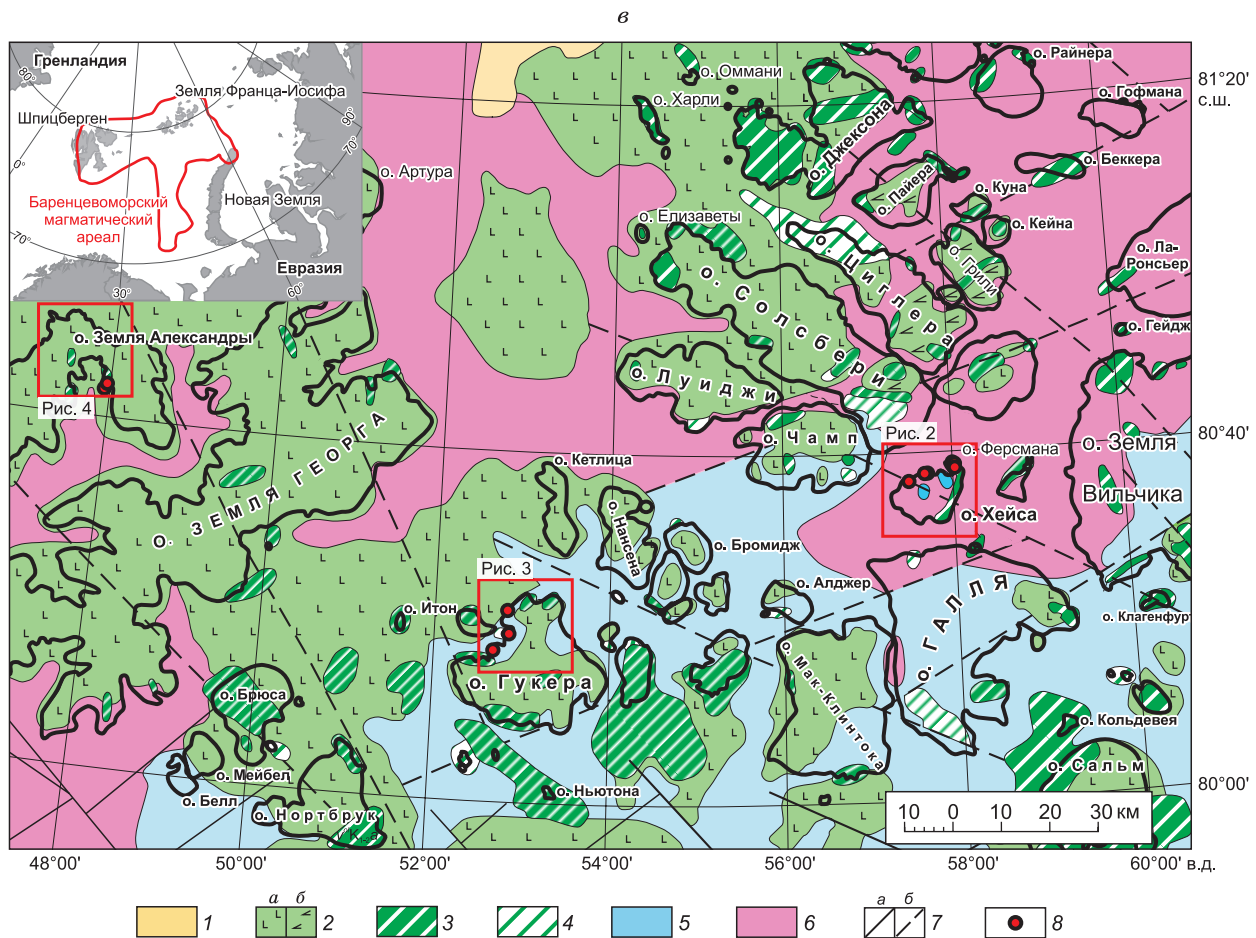
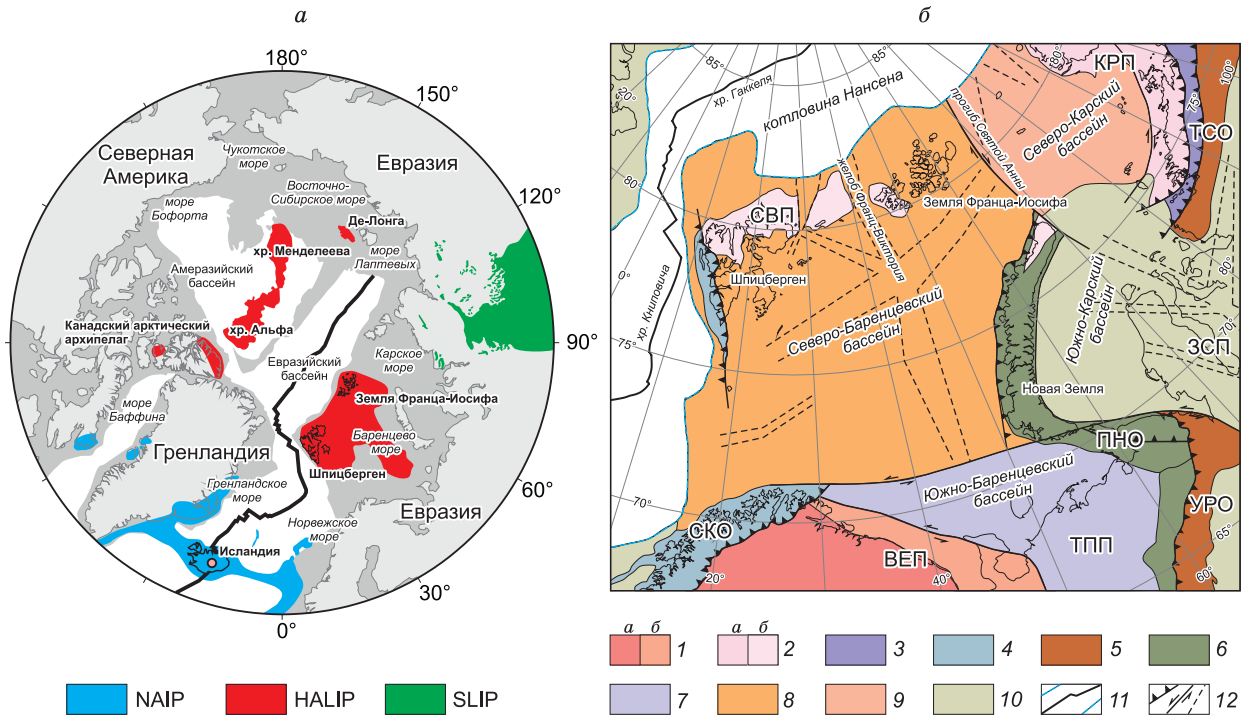


Рис. 1. Геологическое строение и тектоническое положение ЗФИ в структурах Арктики.

а — крупные изверженные провинции полярных и приполярных областей Северного полушария; *б* — тектоническая схема Баренцево-Карского региона, по [Тектоническая..., 2019] с упрощениями: 1, 2 — кратоны, докембрийские континентальные плиты:

гена, сформированного при аккреционно-коллизивной трансформации Протоуральского океана на рубеже неопротерозоя—кембрия в интервале 650—520 млн л. н. [Gee et al., 2006; Kuznetsov et al., 2007; Miller et al., 2018]. Образованная при этом континентальная литосфера подстилает крайнюю южную область шельфа, отвечающего Южно-Баренцевскому бассейну и формирует основание Большеземельской части материковых структур Тимано-Печорской плиты, а также участвует в строении западного склона Приполярного и Полярного Урала, юга Пайхой-Новоземельской складчато-покровной системы [Пучков, 2003; Gee et al., 2006; Kuznetsov et al., 2007; Pease, Scott, 2009; Drachev, 2016]. Реконструируемым отражением этих орогенических событий во внутренней (тыловой) части Свальбардской области является смена режима осадконакопления и конфигурации осадочных бассейнов [Nikishin et al., 1996]. В качестве границы распространения структур Свальбардской плиты можно принять зону интенсивных, в том числе мезозойских, преимущественно сдвиговых деформаций в основании Баренцевоморского бассейна, расположенных на продолжении Байдарацкого разлома (см. рис. 1, б) [Тектоническая..., 1996, 1998; Аглонов и др., 1996; Богданов и др., 1997; Абашев и др., 2017].

Следующий крупный этап орогенеза, связанный с формированием пояса Скандинавских Каледонид в результате коллизии с Североамериканским палеоконтинентом (кратоном Лаврентия) при закрытии океана Япетус, слабо проявлен в районе ЗФИ. На заключительном этапе этого тектонического события в силуре—девоне деформации затронули западную часть Свальбардской плиты, включая о. Шпицберген (см. рис. 1, б) [Баренцевская..., 1988; Верниковский и др., 2013а; Metelkin et al., 2015; Domeier, 2016].

Согласно литолого-палеогеографическим построениям, территория ЗФИ все это время вплоть до конца девона могла быть приподнятой [Баренцевская..., 1988; Nikishin et al., 1996]. Пологозалегающие отложения карбона с резким угловым несогласием перекрывают интенсивно переработанную кварцито-сланцевую толщу (нагурская серия) складчатого фундамента, тогда как на большей части Свальбардской плиты развит слабodeформированный венд (?)—раннепалеозойский осадочный комплекс [Грауберг и др., 1985; Баренцевская..., 1988; Геология..., 2004; Столбов и др., 2006; Государственная..., 2006]. По данным сейсмического профилирования и модельным построениям, этап погружения территории ЗФИ связан с франским внутриконтинентальным рифтогенезом. С этого времени отмечается заложение примыкающих к поднятню грабен-рифтовых впадин, которые активно заполнялись в течение карбона—перми и ознаменовали начало формирования современной структуры Северо-Баренцевского бассейна [Басов и др., 2009а; Старцева и др., 2017].

Позднепалеозойско-раннемезозойский орогенез, связанный с закрытием Уральского палеоокеана, образованием складчато-покровных систем Урала и Пайхой-Новоземельской области, а также с коллизивными событиями в смежных структурах Карской континентальной окраины [Верниковский и др., 1995, 1999; Метелкин и др., 2000; Metelkin et al., 2005; Vernikovskiy et al., 2018], проявлен вдоль всей восточной периферии Баренцевоморской области [Пучков, 2003; Шипилов, Верниковский, 2010]. В это время в общих чертах оформилась современная граница между Свальбардской и Карской микроплитами, географически отвечающая троговому прогибу Святой Анны (см. рис. 1, б). Исходя из всего комплекса геолого-геофизических данных, эта тектоническая граница имела преимущественно сдвиговую кинематику как на начальном позднепалеозойско-мезозойском, так и последующих мезозойско-кайнозойских этапах эволюции Арктического шельфа [Тектоническая..., 1998; Шипилов, Верниковский, 2010].

Раннемезозойским проявлением сдвиговой тектоники также следует считать формирование современного изогнутого структурного рисунка Пайхой-Новоземельского орогена [Тектоническая..., 1996; Богданов и др., 1997; Пучков, 2003]. В частности, имеющиеся палеомагнитные определения под-

1 — ВЕП — Восточно-Европейская плита архейско-палеопротерозойская (а), включая области, переработанные в неопротерозое (тиманская орогения (б)); 2 — мезопротерозойско-неопротерозойские, включая КРП — Карская плита (догренильская (а)) и СВП — Свальбардская плита (гренильская (б)); 3—6 — неопротерозойско-фанерозойские орогенические системы: 3 — поздне-неопротерозойские (байкальская орогения); 4 — раннепалеозойские (каледонская орогения, включая СКО — Скандинавский ороген); 5 — позднепалеозойские (герцинская орогения, включая ТСО — Таймыро-Североземельский ороген, УРО — Уральский ороген); 6 — раннемезозойские (киммерийская орогения, включая ПНО — Пайхой-Новоземельский ороген); 7—10 — неопротерозойско-фанерозойские эпиконтинентальные плиты, включая перекрывающие осадочные бассейны пассивной окраины: 7 — эпигренильские; 8 — эпибайкальские, включая ТПП — Тимано-Печорская плита; 9 — эпикаледонские (постдевонские); 10 — эпигерцинские, включая ЗСП — Западно-Сибирская плита; 11 — современные океанические котловины, с указанием границ распространения океанской литосферы и осей спрединговых хребтов; 12 — основные тектонические границы: надвиговые, сдвиговые, растяжения; в — схема геологического строения юго-западной части архипелага ЗФИ, на врезке — контур Баренцевоморского магматического ареала HALIP, по [Абашев и др., 2018]: 1 — олигоцен-плиоценовые отложения (алевроиты, глины); 2—4 — юрско (?)—раннемеловой трапповый комплекс: 2 — туфы и покровы базальтов (а) и андезибазальтов (б), 3 — гипабиссальный комплекс (дайки, силлы, лакколиты), 4 — жерловые фации, включая экструзивные тела (штоки и некки); 5 — юрские отложения (аргиллиты, алевролиты, пески, песчаники); 6 — триасовые отложения (пески, песчаники, глины, аргиллиты, алевролиты); 7 — разломы достоверные (а) и предполагаемые (б); 8 — точки палеомагнитного опробования.

тверждают левый сдвиг Североноземельского сегмента, реализация которого возможна вдоль Байдарачского шва [Абашев и др., 2017]. Орогенез и связанные с этим тектонические процессы не только нарушили общую геометрию осадочных систем восточной части Северо-Баренцевского бассейна, но и привели к резкой смене режима осадконакопления [Басов и др., 2009а; Старцева и др., 2017]. В позднем триасе—юре—раннем мелу здесь преобладают континентальные и мелководно-морские осадки, в том числе клиноформный комплекс, характерный также для севера Сибири, при этом таксономический состав биоты обеих территорий подтверждает сходный характер седиментогенеза, общность их палеогеографии и тектонической истории [Басов и др., 2009б].

Имеющиеся тектонические модели свидетельствуют, что преимущественный сдвиговый режим деформаций, в том числе заложение «горячих» сдвигов [Dobretsov, Vernikovskiy, 2001] и зон растяжения, приуроченных к LIP, сохранялся в регионе вплоть до позднего кайнозоя [Богданов и др., 1997; Шипилов, Верниковский, 2010; Шипилов, 2016; Старцева и др., 2017]. В значительной степени это связано с формированием океанических котловин Северного Ледовитого океана [Lawver et al., 2002; Golonka et al., 2003; Лаверов и др., 2013; Jowitt et al., 2014]. Однако региональный анализ существующих данных позволяет предположить, что причины этих деформаций кроются не только в динамике верхнемантийных процессов при формировании котловин Северного Ледовитого океана, но затрагивают также обширные области под Евразийским континентом и взаимосвязаны с реконструируемыми внутриплитными перемещениями между его Европейским (Балтийским) и Азиатским (Сибирским) тектоническими элементами [Metelkin et al., 2010; Тимофеев и др., 2011].

Ярким проявлением такой «горячей» (связанной с LIP) тектоники в Баренцевоморском регионе является трапповый магматизм, продуктами которого в основном сложены острова ЗФИ (см. рис. 1, в). Геолого-геофизические данные, в том числе особенности аномального магнитного и гравитационного полей, анализ сейсмических данных [Шипилов, Карякин, 2011; Minakov et al., 2012; Шипилов, 2016; Абашев и др., 2018], а также данные бурения [Граumberг и др., 1985; Комарницкий, Шипилов, 1991; Карякин, Шипилов, 2009] свидетельствуют, что основной объем, включая как эффузивную, так и интрузивную фации траппов (суммарно около 200 тыс км³ [Polteau et al., 2016]), сосредоточен в акватории ЗФИ и смежных архипелагов Новой Земли и Шпицберген. По имеющимся оценкам, он занимает не менее трети площади дна Баренцева моря и покрывает всю его северо-восточную часть, а также значительные пространства к югу от ЗФИ вдоль Северного острова Новой Земли по направлению к п-ову Канин Нос (см. рис. 1). Однако наиболее доступными для непосредственного наблюдения, в том числе палеомагнитного анализа, являются острова ЗФИ.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОБЪЕКТОВ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Отправной точкой магнитотектонических построений, опирающихся на палеомагнитные данные, является геологический возраст. Систематическое изучение этого вопроса по отношению к траппам ЗФИ начато давно, однако определенные противоречия остаются до сих пор [Тараховский и др., 1982; Грачев, 2001; Шипилов, Карякин, 2011; Corfu et al., 2013; Добрецов и др., 2013; Симонов и др., 2019; Абашев и др., 2020].

Единичные прецизионные U-Pb определения свидетельствуют о краткости магматического события на ЗФИ не древнее баррем-аптского интервала, около 130—110 млн л. н. [Corfu et al., 2013]. Значительно более многочисленные результаты Ar-Ar датирования, палеонтологические данные, результаты геологической съемки и интерпретации региональных геофизических профилей, другие геолого-геофизические наблюдения, фиксирующие, что базальтовые покровы на ЗФИ подстилаются осадочными породами не древнее оксфорда [Репин, 1999; Столбов, Суворова, 2010; Polteau et al., 2016], в основном подтверждают этот факт. В пользу раннемелового возраста также свидетельствуют палеомагнитные данные, полученные нами ранее [Абашев и др., 2018, 2019]. В частности, в обширной (более 500 образцов) коллекции из наиболее полных трапповых разрезов восьми островов ЗФИ только в одном случае (дайка Аметистовая, о. Хейса) зафиксирована намагниченность обратной полярности. Факт исключительного преобладания прямой полярности, учитывая раннемеловые геохронологические оценки, дает основания сопоставлять трапповое событие ЗФИ с началом суперхрона Джалал (С34n) — одного из крупнейших «безынверсионных» этапов в истории магнитного поля Земли, начавшегося около 124 млн л. н. и длившегося почти 40 млн лет. Вопрос наличия взаимной связи и корреляции между частотой магнитных инверсий и периодичностью эпизодов плюмового магматизма поднимался неоднократно и формирование ареала ЗФИ в таком случае хорошо укладывается в существующие глобальные геодинамические модели [Диденко, 2011; Галле, Павлов, 2016; Добрецов, 2020; Добрецов и др., 2021].

Несмотря на это, несколько Ar-Ar определений [Карякин, Шипилов, 2009; Шипилов, Карякин, 2011], а также результаты петролого-геохимического моделирования и изучения расплавных включений [Карякин, Шипилов, 2009; Симонов и др., 2019] допускают значительно более длительную и, веро-

ятно, многоэтапную историю плюмового магматизма на ЗФИ. В частности, Ar-Ag оценки предполагают, три относительно кратких импульса с ~ 30 млн-летней периодичностью главных максимумов магматической деятельности на уровне около 190, 160—155 и 130—125 млн лет [Добрецов и др., 2013]. Область распространения базальтов ранних этапов в основном связывают с юго-западной частью архипелага ЗФИ, наиболее представительными считаются разрезы на островах Гукера и Земля Александры, а также Земле Георга, Алджера, некоторых других (см. рис. 1, в) [Карякин, Шипилов, 2009; Пискарев и др., 2009; Шипилов, Карякин, 2011; Добрецов и др., 2013].

Исходя из представлений о стационарности восходящих потоков LLSVP [Zhao, 2001; Torsvik et al., 2008, 2012], совмещение значительно разновозрастных проявлений одного и того же мантийного плюма (в данном случае, ответственного за формирование HALIP) в пределах ограниченной территории Баренцевоморского ареала предполагает практически стационарное положение Свальбардской и, вероятно, смежных континентальных плит Арктического шельфа в течение ~ 60—70 млн лет. Для проверки такой гипотезы и с целью палеомагнитной верификации описанных выше тектонических и геодинамических моделей нами были опробованы некоторые ключевые объекты на островах Гукера и Земле Александры, отвечающие, по [Карякин, Шипилов, 2009; Шипилов, Карякин, 2011], двум ранним, юрским импульсам магматизма, а также несколько участков с предположительно раннемеловыми базальтами, включенными в терригенный разрез триаса—юрсы на островах Хейса и Ферсмана (см. рис. 1, в). Определения абсолютного возраста базальтов выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (Новосибирск) методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по стандартным алгоритмам [Yudin et al., 2021]. Предполагается, что датируемые монофракции пироксена и плагиоклаза не были затронуты процессами перекристаллизации, т. е. изотопная система с момента кристаллизации минералов до момента отбора проб оставалась закрытой и отражает истинный возраст породы. Предварительные данные кратко опубликованы в работе [Абашев и др., 2020].

Острова Хейса и Ферсмана. Отличительной особенностью траппового комплекса на о. Хейса является серия субпараллельных даек северо-западного простирания, секущих триас-юрские отложения на всем протяжении острова. Бронирующий осадочный разрез базальтовый покров вместе с несколькими sillами распространены вдоль восточной периферии острова и на расположенном неподалеку от его северо-восточной оконечности небольшом о. Ферсмана (рис. 2, а). Возраст покрова, по Ar-Ag данным, для монофракции пироксена составляет 128.8 ± 12.1 млн лет [Шипилов, Карякин, 2014]. Схожие возрасты в целом не древнее 140 млн лет имеют также дайки и sillы [Грачев и др., 2001; Шипилов, Карякин, 2014; Шипилов, 2016]. В частности, ранее в районе полярной станции им. Э. Кренкеля на северо-востоке о. Хейса нами были изучены дайка Аметистовая, которая, согласно Ar-Ag данным [Шипилов, Карякин, 2014], считается наиболее молодым проявлением базальтоидного магматизма (125.2 ± 2.0 млн лет), а также два sillа: нижний (126.2 ± 2.8 млн лет) и верхний (132.0 ± 2.0 млн лет) [Михальцов и др., 2016; Абашев и др., 2018].

В ходе настоящего исследования на северном побережье о. Хейса в районе м. Зенит опробована дайка Сквозная (см. рис. 2, б). Возраст дайки, согласно Ar-Ag данным [Шипилов, Карякин, 2014], составляет 138.1 ± 2.6 млн лет. Там же, на расстоянии в несколько десятков метров нами были обнаружены и опробованы два выхода желтовато-серых средне-, мелкозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников (17z06 и 17z07), отвечающих, согласно [Государственная..., 2006], хейсовской свите верхнего триаса (см. рис. 2, в). В песчаниках встречаются мелкие (до 3 см) отпечатки листовой флоры (см. рис. 2, г), а в верхней части на поверхности напластования многочисленные, в том числе угловатые обломки базальта (см. рис. 2, д). Учитывая имеющиеся для базальтов о. Хейса Ar-Ag данные, можно предполагать более молодой возраст толщи или интерпретировать эту поверхность в качестве эрозионной при слабой литификации осадка в момент активной стадии магматизма в начале мелового периода. Толща имеет моноклинальное залегание с незначительным ($5\text{—}20^\circ$) падением слоев на юго-восток, т. е. не претерпела значимых деформаций.

На северо-восточном берегу о. Ферсмана среди терригенных, преимущественно глинистых пород хейсовской (?) свиты изучены три субсогласно-залегающих магматических тела (рис. 3, а), которые, вероятно, могут быть скоррелированы с датированными sillами о. Хейса. Прямых наблюдений у нас, к сожалению, нет, но базальты наиболее верхнего в разрезе тела (17z03), согласно общей топографии, могут отвечать базальной части хейсовского покрова. Видимая в обнажении мощность — около 10 м. Четко различим «горячий» контакт с нижележащими песчаниками, хотя зона закалки не более 10 см (см. рис. 3, б). Граница ровная, без признаков течения, что больше согласуется с интрузивной природой этого тела. Вся толща имеет ненарушенное субгоризонтальное залегание, измеренные углы падения не превышают 10° .

Приблизительно в 5—10 м ниже по разрезу располагается другой sill (17z04) мощностью около 5—7 м, а еще ниже, непосредственно у кромки воды - нижний sill (17z05) видимой мощностью ~ 10 м. Нижний sill также имеет отчетливый нижний контакт с вмещающими породами, который можно на-

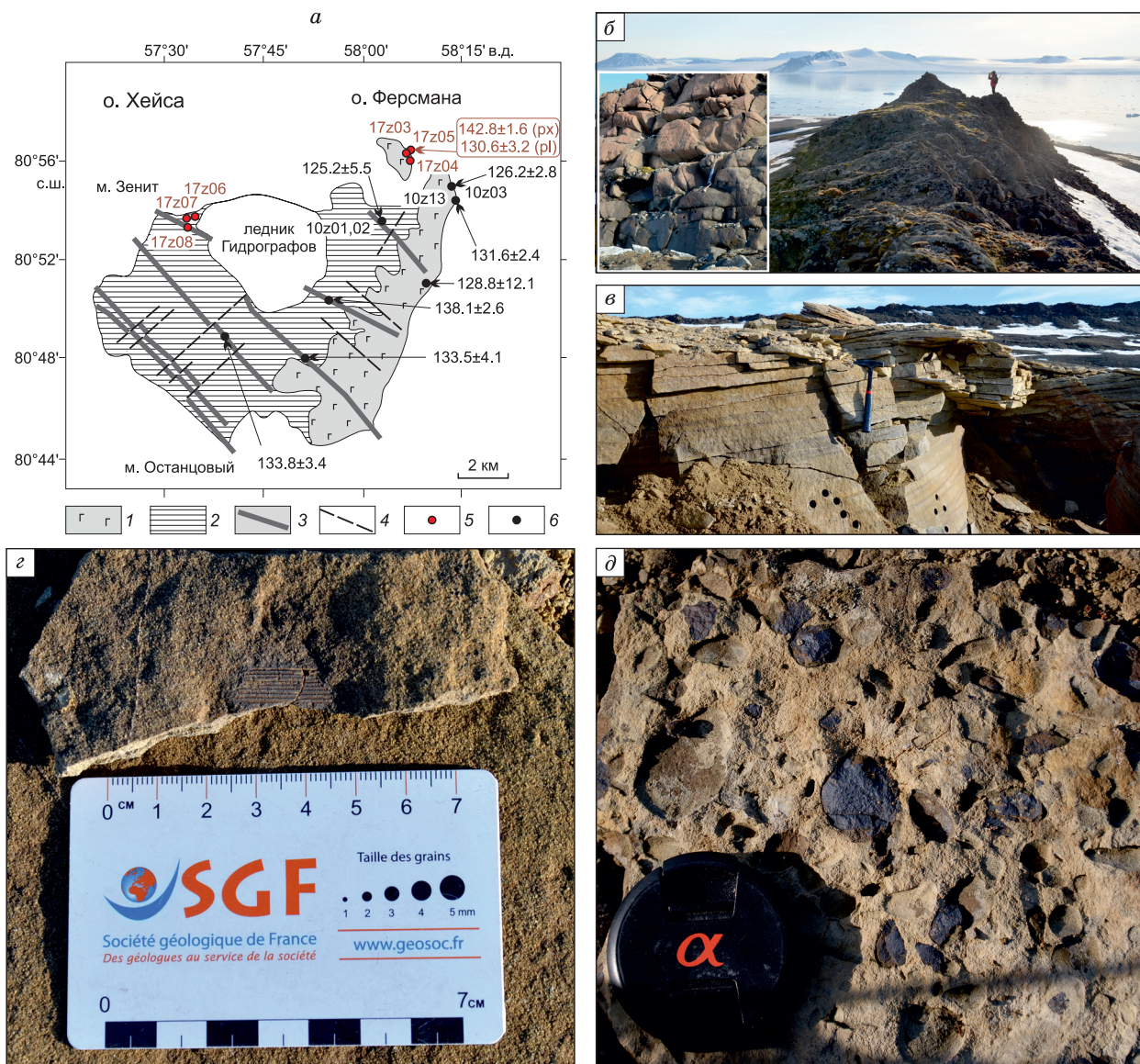


Рис. 2. Геологическое строение островов Хейса и Ферсмана.

a — схема геологического строения, по [Шипилов, Корякин, 2014]: 1 — бронирующий покров раннемеловых базальтов; 2 — мезозойские осадочные породы; 3 — дайки долеритов раннемелового возраста; 4 — разломы; 5 — точки палеомагнитного и геохронологического опробования с указанием номера и Ag-Ag возраста [наст. работа]; 6 — точки предшествующего опробования с указанием номера палеомагнитного определения в [Михальцов и др., 2016; Абашев и др., 2018] и Ag-Ag возраста по данным [Шипилов, Корякин, 2014]; *б*—*д* — фотографии: обнажения дайки Сквозная 17z08 (*б*), обнажения вмещающих песчаников вблизи дайки Сквозная (на заднем фоне) 17z07 (*в*), отпечаток флоры (*з*) и обломков базальтов (*д*) в песчаниках о. Хейса.

блюдать в 30 м севернее от точки опробования (см. рис. 3, *в*). Повсеместно между телами базальтов наблюдается структурный делювий с обломками песчаников и аргиллитов, которые также видны в отдельных небольших обнажениях, включающих преимущественно глинистые породы.

Для обоснования возраста базальтов о. Ферсмана опробован нижний силл. Для пироксена из пробы 17z05 получен спектр, в котором наблюдается «лестница вверх» (см. рис. 3, *з*; табл. 1). Для высокотемпературной ступени, характеризующейся 60 % выделенного ^{39}Ag , рассчитано значение возраста 142.8 ± 1.6 млн лет, $\text{Ca}/\text{K} = 17$. Высокотемпературная часть из двух ступеней, отвечающая 89 % выделенного ^{39}Ag , характеризуется значением возраста 133.6 ± 1.6 млн лет. Интегральный возраст составляет 131.2 ± 1.4 млн лет. По плагиоклазу из того же образца получен спектр, в котором выделяется четкое плато из двух ступеней, характеризующееся 98 % выделенного ^{39}Ag и значением возраста 130.6 ± 3.2 млн лет, $\text{Ca}/\text{K} = 73\text{--}80$. Таким образом, есть основания считать, что полученные цифры возраста около 130

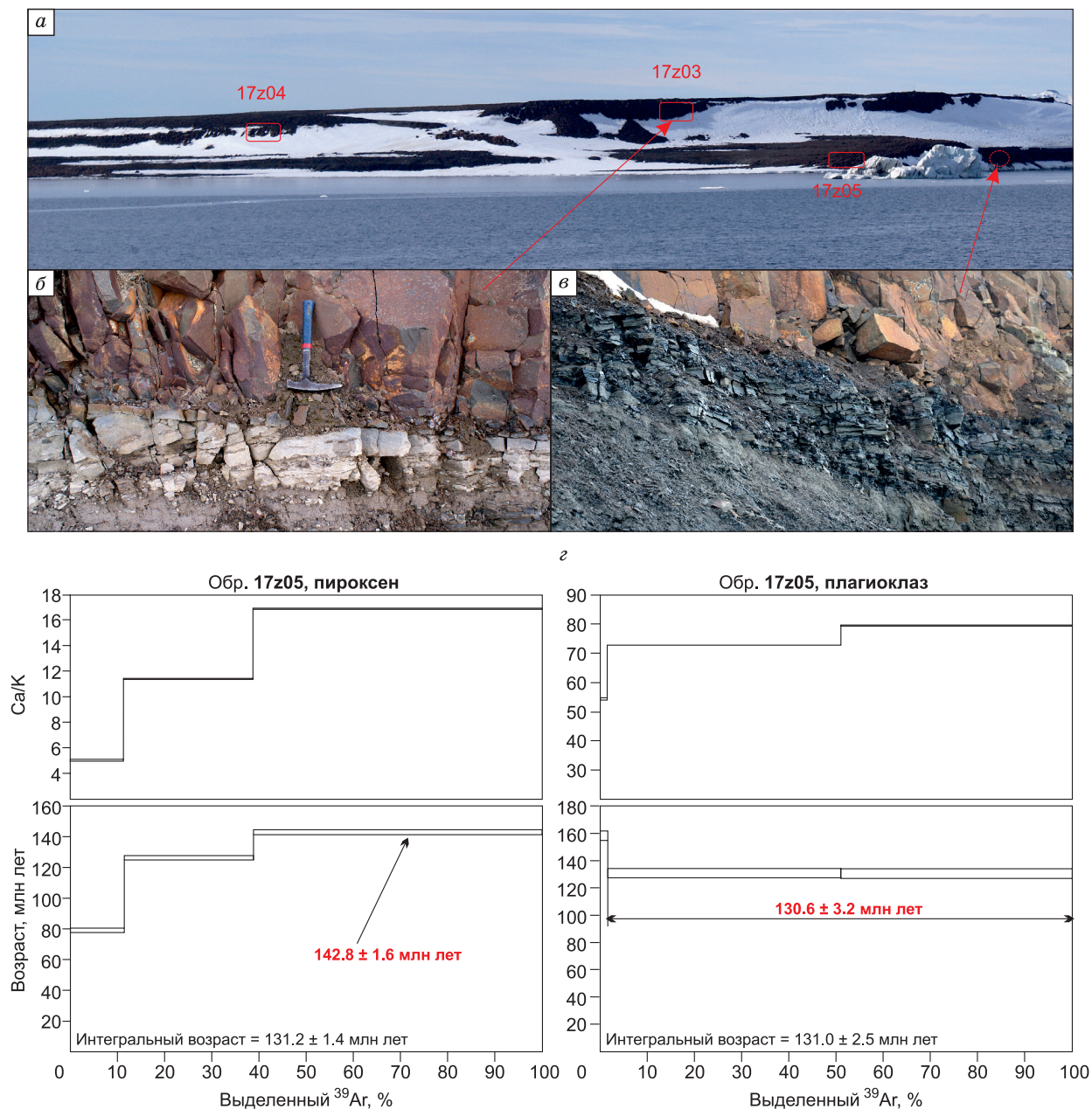


Рис. 3. Геологическое строение северо-восточного берега о. Ферсмана и результаты Ar-Ag датирования.

a — общий вид северо-восточного берега о. Ферсмана и местоположение изученных обнажений; *б* — обнажение контакта базальтов и вмещающих пород для верхнего тела 17z03, *в* — обнажение контакта базальтов и вмещающих пород нижнего силла 17z05, *г* — результаты Ar-Ag датирования базальтов нижнего силла.

млн лет соответствуют времени закрытия изотопной системы минерала, т. е. близки ко времени формирования породы. Эти данные хорошо согласуются с Ar-Ag определениями возраста для верхнего силла о. Хейса [Шипилов, Карякин, 2014].

Остров Гукера. Трапшевый разрез этого острова считается одним из наиболее изученных, в том числе палеомагнитным методом [Михальцов и др., 2016; Абашев и др., 2018]. Различные проявления базальтового магматизма, прежде всего, крупные покровы известны здесь повсеместно. В частности, в районе бухты Тихая для базальтов м. Седова получена одна из первых раннеюрских Ar-Ag датировок (рис. 4, *a*, *б*) [Карякин, Шипилов, 2009; Шипилов, Карякин, 2011]. Предполагается, что аналогичные проявления раннеюрского базальтоидного магматизма могут быть в основании скального разреза на м. Медвежий и под ледником Воронина.

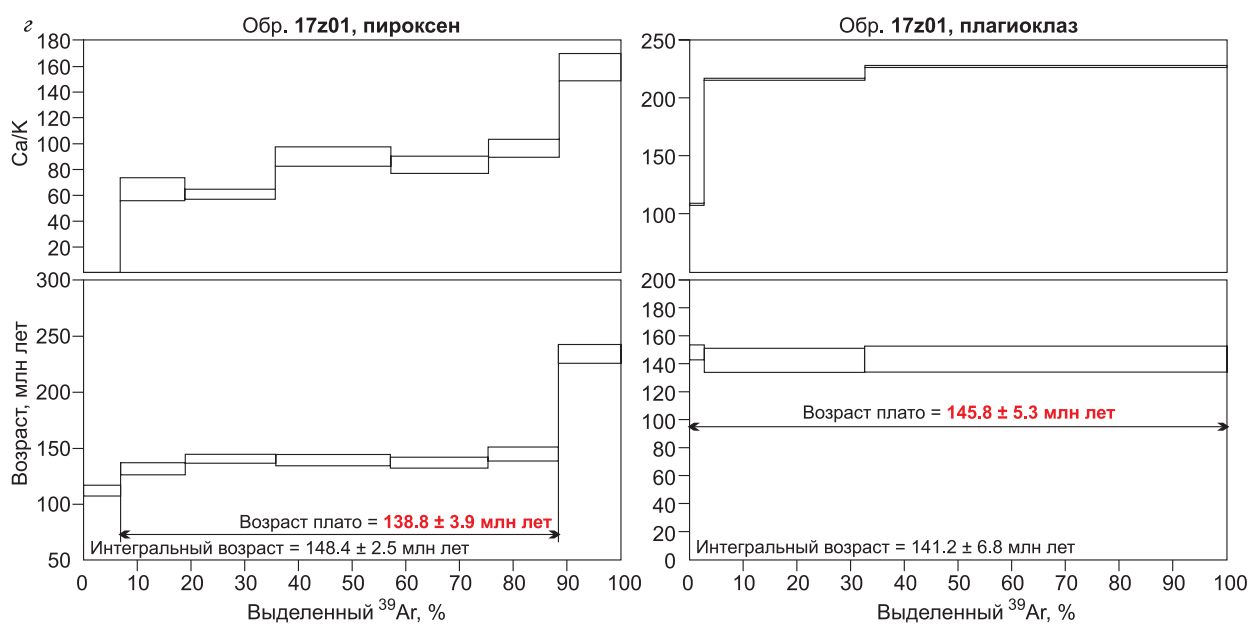
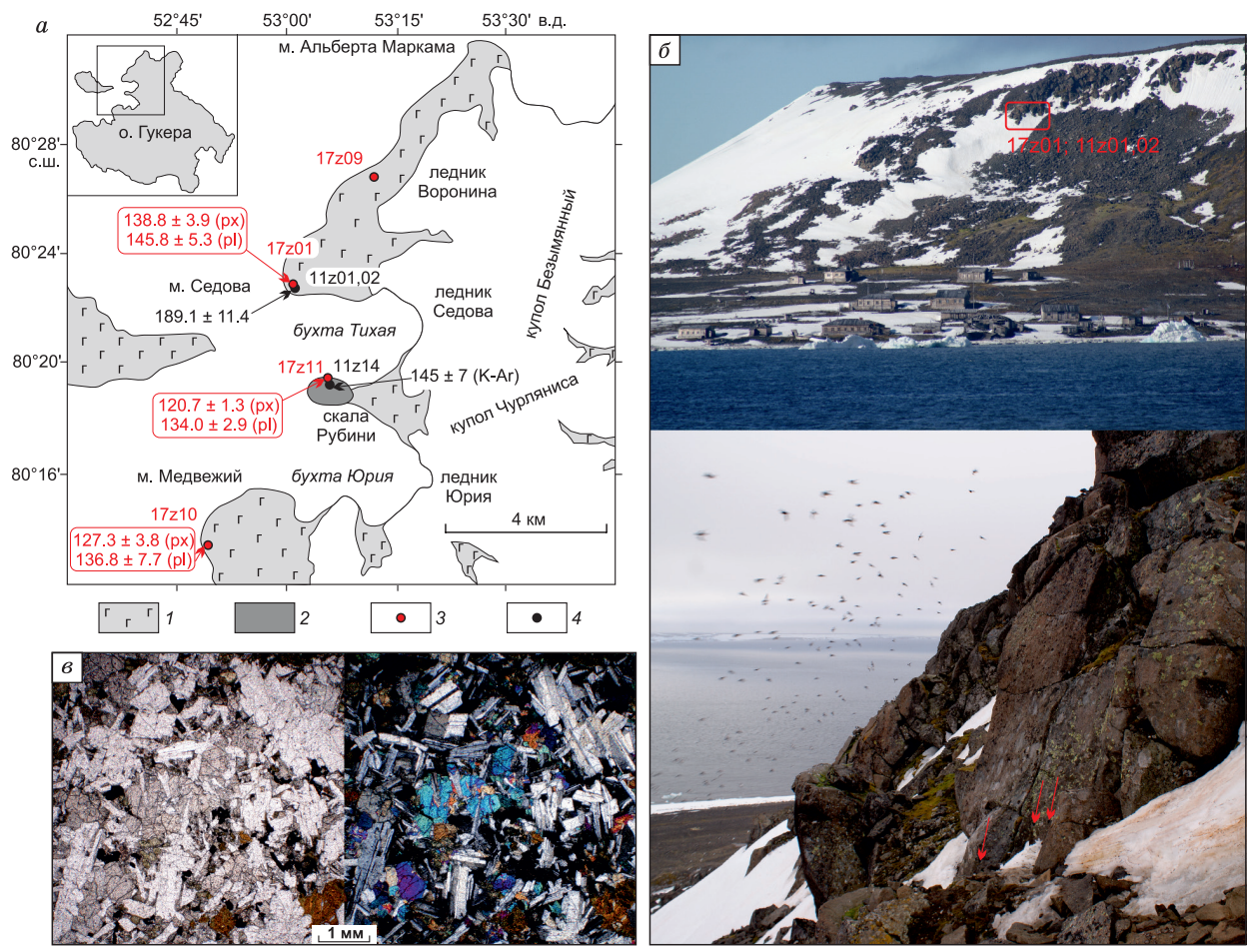


Рис. 4. Геологическое строение северной части о. Гукера, район бухты Тихая.

a — схема геологического строения: 1 — юрско (?)-раннемеловые базальты и долериты нерасчлененные; 2 — шток скалы Рубини; 3 — точки палеомагнитного и геохронологического опробования с указанием номера и Ar-Ag возраста [наст. работа]; 4 — точки предшествующего опробования с указанием номера палеомагнитного определения [Абашев и др., 2018] и Ar-Ag возраста, по [Шипилов, Карякин, 2011]; *б* — общий вид клифа бухты Тихая с указанием местоположения обнажения 17z01 (сверху) и его фотография вблизи (внизу); *в* — фото шлифа базальта из обнажения 17z01 в проходящем свете (слева) и в скрещенных николях (справа); *г* — результаты Ar-Ag датирования базальтов м. Седова из обнажения 17z01.

Таблица 1.

Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования базальтов архипелага ЗФИ

T, °C	t, мин	^{40}Ar (STP)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
о. Ферсмана														
Нижний силл, 17z05 (N80.63211; E057.98344), пироксен, навеска 82.72 мг, $J = 0.003850 \pm 0.000038$														
500	10	5837.1	225.886	0.1399	0.1576	0.0005	1.391917	0.01608	0.72506	0.0007	5.01	11.3	79.0	1.4
700	10	7242.8	115.770	0.0401	0.0802	0.0001	3.167765	0.00633	0.328064	0.0004	11.40	38.8	126.2	1.4
1130	10	7129.6	51.109	0.0176	0.0370	0.0001	4.685071	0.0034	0.100259	0.0004	16.86	100	142.8	1.6
Нижний силл, 17z05 (N80.63211; E057.98344), плагиоклаз, навеска 92.3 мг, $J = 0.003488 \pm 0.000032$														
500	10	559.2	78.633	0.1342	0.0658	0.0021	15.11503	0.06743	0.1771	0.0019	54.4	1.5	158.2	3.5
800	10	5746.1	24.452	0.0304	0.0222	0.0001	20.20525	0.02582	0.0098	0.0017	72.7	50.9	130.7	3.1
1130	10	5312.4	22.775	0.0308	0.0215	0.0001	22.07504	0.03053	0.0043	0.0018	79.5	100	130.4	3.4
о. Гукера														
Мыс Седова, 17z01 (N80.34069; E052.78244), пироксен, навеска 161.08 мг, $J = 0.003774 \pm 0.000037$														
500	10	771.02	156.09	0.3843	0.1091	0.003	0.014616	0.03525	0.47066	0.0027	0.052	6.9	112.3	4.8
600	10	674.44	78.3458	0.3001	0.0723	0.002	17.99503	2.47545	0.19725	0.003	64.78	18.9	131.6	5.4
700	10	812.21	67.2945	0.1432	0.0503	0.0008	16.87649	1.0960	0.15504	0.002	60.75	35.7	140.6	4.0
800	10	1245.82	81.2674	0.2529	0.0556	0.0007	25.02635	2.05443	0.20296	0.0026	90.09	57.1	139.4	5.0
900	10	767.42	58.8777	0.175	0.0475	0.001	23.25986	1.83166	0.12843	0.0025	83.73	75.3	137.1	5.0
1000	10	638.81	67.8483	0.2445	0.0522	0.001	26.8234	1.93732	0.15459	0.0033	96.56	88.4	145.0	6.2
1130	10	1143.95	138.126	0.7064	0.0936	0.002	44.18599	3.00344	0.34305	0.005	159.07	100	234.3	8.5
Мыс Седова, 17z01 (N80.34069; E052.78244), плагиоклаз, навеска 145.71 мг, $J = 0.003470 \pm 0.000032$														
500	10	581.5	64.3068	0.1602	0.0491	0.001	30.10784	0.08522	0.1342	0.003	108.4	2.7	148.0	5.3
800	10	2614.3	25.9862	0.0955	0.0241	0.0001	60.0308	0.2231	0.0078	0.005	216.2	32.6	142.3	8.7
1130	10	5339.4	23.5531	0.0907	0.0236	0.0001	63.08168	0.24453	0.0008	0.005	227.1	100	143.1	9.1
Мыс Медвежий, 17z10 (N80.28258; E52.65242), пироксен, навеска 72.52 мг, $J = 0.003824 \pm 0.000038$														
500	10	528.9	127.584	0.3676	0.0863	0.0039	4.909949	0.05113	0.3696	0.003	17.7	15.4	122.3	5.6
800	10	804.5	73.357	0.1225	0.0582	0.0014	15.48576	0.03984	0.1823	0.0019	55.7	56.0	129.5	3.8
1130	10	996.1	84.056	0.1390	0.0594	0.0007	23.25312	0.04809	0.1902	0.0021	83.7	100	182.4	4.3
Мыс Медвежий, 17z10 (N80.28258; E52.65242), плагиоклаз, навеска 81.96 мг, $J = 0.003453 \pm 0.000031$														
500	10	674.9	53.94	0.0805	0.0451	0.0011	17.44203	0.03992	0.1196	0.0018	62.8	3.5	112.1	3.2
700	10	1353.3	27.64	0.0760	0.0271	0.0003	44.47544	0.12315	0.0252	0.0037	160.1	17.4	121.5	6.5
1130	10	7193.9	24.73	0.0806	0.0233	0.0001	53.38426	0.17442	0.0064	0.0044	192.2	100	136.8	7.7
Скала Рубини, 17z11 (N80.31911; E052.81503), пироксен, навеска 51.34 мг, $J = 0.003824 \pm 0.000038$														
500	10	4889.23	18.80246	0.0027	0.020556	0.0001	0.254852	0.00191	0.0160	0.0001	0.9	20.3	94.5	0.9
650	10	9989.833	19.04912	0.003	0.019521	0.0001	0.555647	0.00062	0.009679	0.0001	2.0	61.4	108.3	1.0
725	10	2953.78	22.96095	0.0045	0.021234	0.0001	1.340274	0.00299	0.019025	0.0001	4.8	71.5	115.8	1.1
825	10	4368.139	21.31761	0.0061	0.020159	0.0001	3.728084	0.00279	0.01063	0.0003	13.4	87.6	121.2	1.3
900	10	1552.221	26.31761	0.0146	0.024018	0.0001	7.039624	0.0073	0.028053	0.0006	25.3	92.2	119.7	1.7
1000	10	1347.912	29.57418	0.0191	0.027359	0.0001	8.054607	0.00965	0.047466	0.0008	29.0	95.2	104.2	1.8
1130	10	1614.553	30.3286	0.0323	0.032835	0.0001	17.14954	0.01996	0.051924	0.0014	61.7	100	100.5	2.9
Скала Рубини, 17z11 (N80.31911; E052.81503), плагиоклаз, навеска 82.36 мг, $J = 0.003399 \pm 0.000030$														
500	10	676.2894	39.21773	0.082	0.032057	0.0007	11.60386	1.32988	0.057018	0.0016	41.77	3.19	132.2	3.0
650	10	1589.57	27.18486	0.034	0.023945	0.0002	18.60668	0.38795	0.017017	0.0016	66.98	14.02	131.0	3.0
750	10	1638.534	28.16642	0.0473	0.022438	0.0003	25.21645	0.46115	0.015518	0.0021	90.78	24.79	139.1	3.8
850	10	2789.524	24.90787	0.0406	0.021265	0.0001	26.02255	0.2217	0.00683	0.0022	93.68	45.53	135.2	3.9
950	10	2810.879	25.28822	0.039	0.022391	0.0001	24.52966	0.222	0.008181	0.002	88.3	66.11	135.06	3.6
1050	10	2529.135	26.08516	0.038	0.022853	0.0002	22.88525	0.23962	0.012314	0.0019	82.4	84.06	132.6	3.4

$T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{мин}$	^{40}Ar (STP)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}, \%$	Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
1090	10	1900.856	37.63382	0.056	0.031242	0.0003	22.41547	0.25599	0.051503	0.0019	80.7	93.42	132.4	3.4
1130	10	1394.935	39.24376	0.07	0.031229	0.0002	26.01734	0.54214	0.053312	0.002	93.6	100	138.6	4.0

о. Земля Александры

Мыс Мелехова, нижний покров, 17z12 (N80.71533; E047.88672), пироксен, навеска 75.67 мг, $J = 0.003798 \pm 0.000038$

500	10	629.0	414.33	3.8782	0.2690	0.0066	11.68165	0.27006	1.3451	0.0157	42.05	4.77	111.8	17.9
700	10	871.6	69.58	0.1035	0.0517	0.0013	17.88645	0.0403	0.1659	0.0018	64.39	44.12	135.6	3.6
1130	10	1196.5	67.27	0.1132	0.0506	0.0008	21.47672	0.04422	0.1597	0.0021	77.31	100	132.5	4.1

Мыс Мелехова, нижний покров, 17z12 (N80.71533; E047.88672), плагиоклаз, навеска 95.55 мг, $J = 0.003381 \pm 0.000030$

500	10	513.45	61.82	0.1199	0.0398	0.0019	27.70445	0.07596	0.1346	0.0025	99.73	2.06	129.6	4.3
1130	10	9013.44	22.87	0.0537	0.0210	0.0001	38.47042	0.09166	0.0019	0.0032	138.5	100	131.12	5.5

Мыс Мелехова, верхний покров, 17z13 (N80.71697; E047.89672), пироксен, навеска 67.42 мг, $J = 0.003876 \pm 0.000039$

500	10	461.3618	239.3251	1.7212	0.201946	0.0082	7.262675	0.18496	0.777609	0.0091	26.14	1.83	65.5	14.3
800	10	1676.806	26.71753	0.0280	0.025359	0.0002	16.1803	0.01781	0.0327	0.0014	58.25	61.47	115.4	2.9
1130	10	1377.546	33.97922	0.0447	0.029359	0.0002	19.43546	0.02854	0.05219	0.0017	69.96	100	125.3	3.5

Мыс Мелехова, верхний покров, 17z13 (N80.71697; E047.89672), плагиоклаз, навеска 100.53 мг, $J = 0.003344 \pm 0.000029$

500	10	853.6635	101.4111	0.4015	0.06841	0.0016	63.23968	0.2529	0.2840	0.0055	227.6	3.4	102.4	9.1
800	10	3508.877	27.63282	0.1895	0.026751	0.0002	112.3793	0.77093	0.0011	0.0094	404.5	55.0	157.5	15.5
1130	10	3784.099	34.12397	0.2368	0.030452	0.0002	113.7037	0.78919	0.0213	0.0095	409.3	100	160.4	15.6

Примечание. J — параметр, характеризующий величину нейтронного потока. Выполнено в АЦ ИГМ СО РАН (Новосибирск), аналитик Д.С. Юдин.

В основании базальтовых покровов на о. Гукера залегают глинисто-песчаные слои, относимые к фиумской и тегетхофской свитам. Выходы этих отложений на поверхность крайне немногочисленны. Согласно имеющимся палеонтологическим данным, возраст тегетхофской свиты соответствует верхнему триасу (?) — началу тоара [Басов и др., 2009б], а фиумская свита на основании находок аммонитов и другой ископаемой фауны накапливалась в позднем байосе — раннем оксфорде [Репин и др., 1999; Суворова и др., 2008]. По мнению [Столбов, Суворова, 2010], практически повсеместная распространенность фиумской свиты, в том числе в указанных выше районах, является естественным геологическим ограничением, отрицающим возможность раннеюрского эпизода магматизма на территории о. Гукера. Однако сторонники многоэтапной концепции формирования ареала ЗФИ «парируют» тем, что большинство известных выходов глинисто-песчаных пород с обильной фауной средней — верхней юры являются результатом перигляциального переотложения, т. е. не подстилают базальтовые покровы, а прислонены к ним либо в процессе перемещения фрагментов разреза непосредственно на теле ледника, либо являются матриксом его боковых морен.

Изученные нами базальты имеют массивную текстуру и характерную порфиридовидную или пойкилитовую структуру, сложены плагиоклазом, клинопироксеном и небольшим количеством стекла, во вкраплениях редко встречается оливин. Во всех образцах также присутствует рассеянная мелкая рудная вкрапленность (преимущественно титаномagnetит), не превышающая 5 % объема породы (см. рис. 4, в).

Новые Ar-Ar определения по ключевым объектам на о. Гукера, включая базальтовый покров в районе м. Седова и базальты м. Медвежий, не подтвердили их раннеюрский возраст [Абашев и др., 2020]. По плагиоклазу пробы 17z01 из основания скального обнажения вблизи м. Седова в возрастном спектре видно плато из трех ступеней, характеризующееся 100 % выделенного ^{39}Ar и значением возраста 145.8 ± 5.3 млн лет. Ca/K характеризуется высокими значениями от 108 до 227. В возрастном спектре для пироксена из той же пробы наблюдается четкое плато из пяти ступеней, характеризующееся 82 % выделенного ^{39}Ar и значением возраста 138.8 ± 3.9 млн лет, Ca/K = 61—97 (см. табл. 1; рис. 4, з).

В обнажении 17z10, расположенном не более чем в 5 м выше уровня моря, в районе м. Медвежий, опробовано мощное (толщиной около 30 м) тело, сложенное хорошо раскристаллизованными долеритами (рис. 5, а). Достоверно восстановить его эффузивную или интрузивную природу не представляется

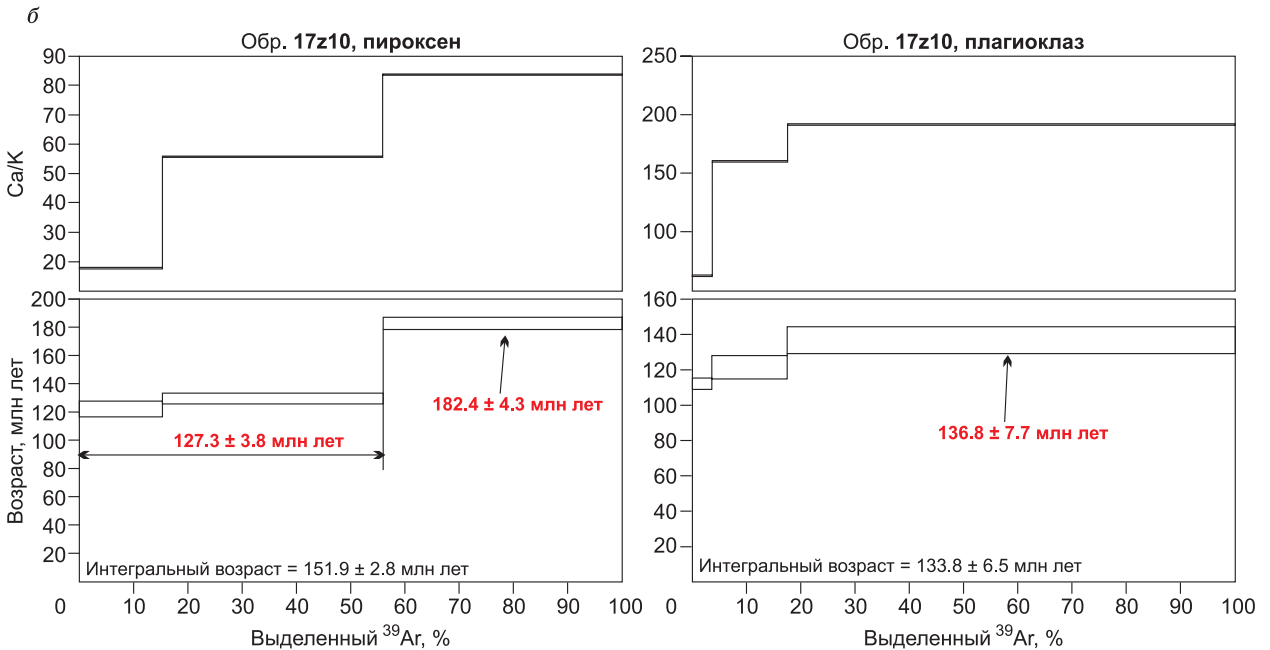


Рис. 5. Общий вид обнажения покрова базальтов 17z10 на м. Медвежий (а) и результаты Ar-Ar датирования (б).

возможным. В возрастном спектре для плагиоклаза из базальта этого обнажения ступени формируют «лестницу вверх». Ca/K варьирует в диапазоне от 63 до 192. Для высокотемпературной ступени, характеризующейся 83 % выделенного ^{39}Ar , рассчитан возраст 136.8 ± 7.7 млн лет (см. табл. 1; рис. 5, б).

По пироксену из того же образца получен возрастной спектр из трех ступеней. Низкотемпературная часть включает плато из двух ступеней, характеризующееся 56 % выделенного ^{39}Ar и значением возраста 127.3 ± 3.8 млн лет. Оставшейся высокотемпературной ступени (44 % выделенного ^{39}Ar) соответствует возраст 182.4 ± 4.3 млн лет, близкий к полученной ранее цифре [Карякин, Шипилов, 2009]. Интегральный возраст составляет 151.9 ± 2.8 млн лет. Еще более древнюю цифру 234.3 ± 8.5 млн лет можно получить по высокотемпературной ступени (12 % выделенного ^{39}Ar) для пироксена пробы 17z01 из покрова на м. Седова (см. табл. 1; рис. 4, б). Ca/K в обоих случаях высокие — 83 и 159 соответственно. Однако, согласно общепринятым стандартам, возрастные спектры с «плато», отвечающим проценту выхода аргона менее 50, не являются валидными. На этом основании мы считаем, что раннеюрские и более древние значения возраста объясняются присутствием избыточного радиогенного аргона, а возраст, близкий к моменту формирования породы, не древнее границы юры—мела. Для пироксена из обр. 17z10 он наиболее близок к возрасту промежуточного низкотемпературного плато, т. е. около 130 млн лет.

Близкий раннемеловой Ar-Ar возраст получен для базальтов скалы Рубини. Это штокообразное тело уже было датировано K-Ar методом не древнее 145 ± 7 млн лет [Столбов, 2005]. Для проверки качества и сходимости новых Ar-Ar и верификации имеющихся K-Ar данных нами изучен обр. 17z11 в

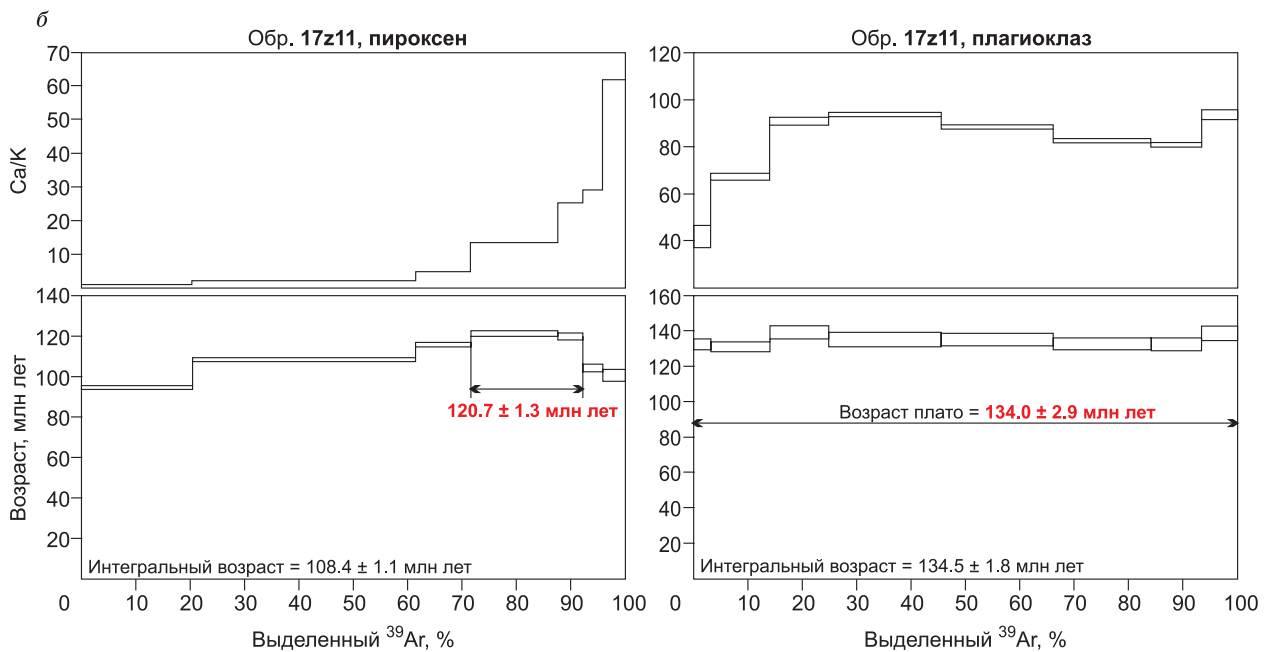


Рис. 6. Общий вид скалы Рубини (а) и результаты Ar-Ar датирования базальтов обнажения 17z11 (б).

обнажении, расположенном со стороны бухты Тихая (см. рис. 4, а; 6, а). Для монофракции пироксена получен спектр лестницей вверх, однако достоверного плато не наблюдается (см. табл. 1; рис. 6, б). По двум высокотемпературным ступеням, формирующим узкое промежуточное плато, характеризующее 25 % выделенного ^{39}Ar , рассчитан возраст 120.7 ± 1.3 млн лет. В Ca/K спектре для этого интервала наблюдается увеличение значений от 13 до 25. Интегральный возраст составляет 108.4 ± 1.1 млн лет.

Для плагиоклаза из этого же образца получен возрастной спектр, в котором видно четкое плато из восьми ступеней, характеризующееся 100 % выделенного ^{39}Ar и значением возраста 134.0 ± 2.9 млн лет. Ca/K меняется от 42 до 94. Таким образом, наиболее близкой оценкой возраста базальтов скалы Рубини также можно считать цифру около 130 млн лет.

Все обнажения, в которых были отобраны пробы для Ar-Ag датирования, изучены палеомагнитным методом. В частности, обнажению 17z01 на м. Седова соответствуют палеомагнитные данные по точкам 11z01, 02, опубликованные наряду с другими для о. Гукера в [Абашев и др., 2018]. Там же приведены данные по базальтам скалы Рубини (11z14), которым соответствует радиологический обр. 17z11.

Новые палеомагнитные данные, представленные в настоящей работе, характеризуют раннемеловые базальты обнажения 17z10 в районе м. Медвежий. Кроме того, пополнены имеющиеся данные для северо-запада о. Гукера. В основании скального разреза, под ледником Воронина, где, согласно [Корякин, Шпилов, 2009], также потенциально могут находиться раннеюрские магматические проявления, нами был опробован покров базальтов с разнонаправленной столбчатой отдельностью. Обнажение находится на высоте около 50 м над уровнем моря, имеет мощность порядка 15 м и условно может быть сопоставлено с изученным покровом на м. Седова. Ниже этого покрова пригодных для палеомагнитного опробования обнажений не найдено.

Остров Земля Александры. Базальты этого острова, согласно имеющимся геохимическим и Ar-Ag данным [Карякин, Шипилов, 2009; Шипилов, Карякин, 2011; Шипилов, 2016; Симонов и др., 2019], можно считать эталонным объектом многоэтапной концепции формирования базальтоидного ареала ЗФИ. Предполагается, что здесь в береговом клифе бухты Северная в едином разрезе совмещены покровные фации всех трех потенциальных эпизодов магматической активности (рис. 7, а). Палеомагнитные определения по этим обнажениям (точки 10z04, 10z05, 10z06) представлены в работах [Михальцов и др., 2016; Абашев и др., 2018].

На современном эрозионном срезе о. Земля Александры, так же как на о. Гукера, преобладают базальты. Однако общее геологическое строение известно по данным бурения на его северной оконечности в районе м. Нагурского [Граммберг и др., 1985]. В соответствии с описанием, надводная часть острова и вниз до глубины 283 м представлена субгоризонтально залегающей толщей, которая состоит из базальтовых покровов, перемежающихся с пластами глин, алевролитов и углистых аргиллитов баррем-аптского (!) возраста. Ниже вскрывается триасово-каменноугольный комплекс осадочных пород, включающий многочисленные долеритовые интрузии, а также метаморфические породы неопротерозойского возраста, отвечающие фундаменту Свальбардской плиты. Ранние изотопные датировки базальтов и долеритов траппового комплекса существенно различались, начало магматизма предполагалось в позднем триасе и его завершение в раннем мелу [Граммберг и др., 1985]. Проведенная ревизия этих данных K-Ar-методом показала исключительно раннемеловой возраст интрузий, вскрытых скважиной. Все определения с учетом ошибки соответствуют интервалу 108—136 млн лет [Грачев и др., 2001]. Этот результат также подтвержден единственной для этого разреза прецизионной U-Pb датировкой по циркону 122.2 ± 1.1 млн лет из силла на глубине 2944 м [Corfu et al., 2013]. Таким образом, полученные [Карякин, Шипилов, 2009; Шипилов, Карякин, 2011] юрские Ar-Ag оценки возраста базальтовых покровов о. Земля Александры вызывают определенные вопросы. Не сомневаясь в качестве самой датировки, мы можем предположить, что они получены из «юрских ксенолитов», захваченных расплавом непосредственно из долгоживущей магматической камеры в момент активизации магматизма в раннем мелу.

В ходе экспедиционных работ нам не удалось посетить «эталонный» разрез клифа бухты Северная, изученный нами объект находился вблизи м. Мелехова (см. рис. 7, а, б). Учитывая сведения о субгоризонтальном залегании траппового и вмещающего осадочного комплекса, которые подтверждаются и нашими наблюдениями, с высокой долей вероятности мы располагаем данными по покровам нижней или средней части разреза бухты Северная.

Непосредственно у крошки воды опробовано скальное обнажение 17z12, в котором преобладают массивные черные скрытокристаллические базальты. Видимая мощность тела около 30 м (см. рис. 7, в). По результатам Ar-Ag изотопного исследования пироксена в возрастном спектре видно промежуточное плато из двух ступеней, характеризующееся 95 % выделенного ^{39}Ar и значением возраста 134.3 ± 3.6 млн лет. В соответствующем интервале Ca/K растет от 64 до 77 (см. табл. 1; рис. 7, з). Для плагиоклаза из того же образца получен спектр с плато из двух ступеней, характеризующегося 100 % выделенного ^{39}Ar и значением возраста 130.2 ± 4.4 млн лет. Ca/K варьирует от 100 до 139.

Второй изученный покров (обн. 17z13) гипсометрически отвечает наиболее верхней точке в районе м. Мелехова и, вероятно, может быть сопоставлен с бронирующим покровом острова. Скальные обнажения нижнего и верхнего покровов разделяет осыпь, в которой исключительно преобладают обломки базальтов, в том числе крупноглыбовой размерности (см. рис. 7, б). Верхний покров представлен массивными базальтами с единичными миндалинами кальцита, видимая мощность тела не более 15 м. Новые Ar-Ag данные по этому покрову наиболее противоречивы. По пироксену получен возрастной спектр, в котором наблюдается «лестница вверх», без четкого плато. Ca/K варьирует от 26 до 70. Для высокотемпературной ступени, характеризующейся 38 % выделенного ^{39}Ar , рассчитано значение возраста 125.3 ± 3.5 млн лет. Интегральный возраст составляет 118.4 ± 2.4 млн лет (см. табл. 1; рис. 7, д). Для плагиоклаза из того же образца получен спектр с промежуточным плато из двух ступеней, характеризующимся 95 % выделенного ^{39}Ar и значением возраста 159.0 ± 15.5 млн лет. Ca/K характеризуется очень высокими значениями 405—409. Возраст плато и интегральный возраст 157.0 ± 10.7 млн лет по плагиоклазу формально не отличаются от оценок возраста промежуточного покрова средней части разреза клифа бухты Северная [Карякин, Шипилов, 2009]. Однако, учитывая весь объем изотопных и геологических данных, мы считаем эту цифру завышенной. Принимая во внимание ошибку определения за нижнюю границу возрастного интервала, в течение которого формировались покровы м. Мелехова, следует считать цифру не древнее ~ 145 млн лет, а более вероятно — 130 млн лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНОГО ИЗУЧЕНИЯ

Непосредственным объектом нашего настоящего исследования стали не только базальты, в которых получены представленные выше Ar-Ag определения, но также вмещающие триас-юрские песчаники. Коллекция отобрана с помощью портативного бензинового бура и насчитывает 115 ориентирован-

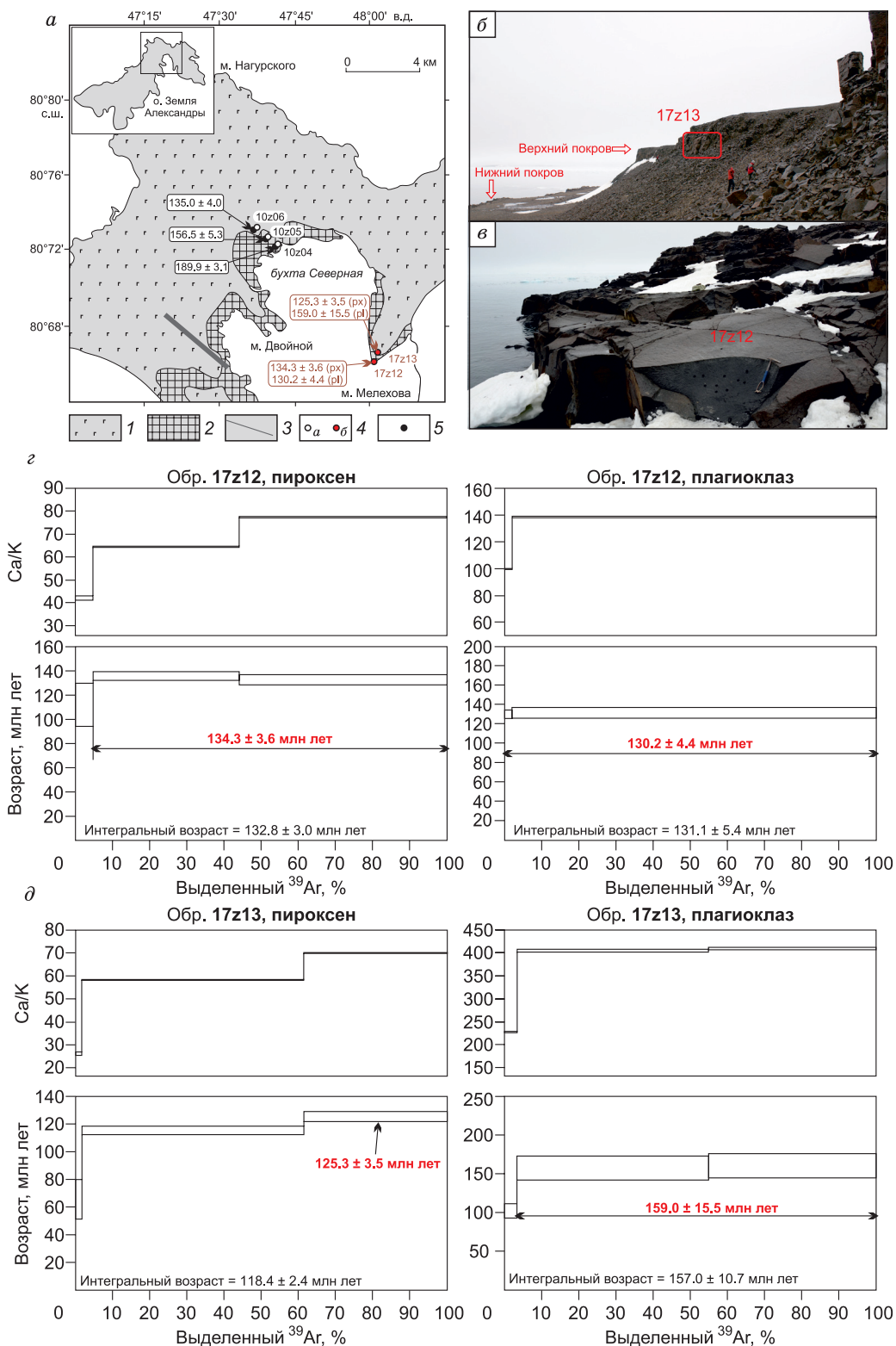


Рис. 7. Геологическое строение северо-восточной части о. Земля Александры, район бухты Северная.

а — схема геологического строения, по [Шипилов, 2016]: 1 — базальты раннемелового возраста; 2 — юрские(?) базальты нерасчлененные; 3 — дайка долеритов раннемелового возраста; 4 — точки палеомагнитного (*а*) и геохронологического (*б*) опробования с указанием номера и Ar-Ag возраста [Наст. раб.]; 5 — точки предшествующего опробования с указанием номера палеомагнитного определения, по [Михальцов и др., 2016; Абашев и др., 2018], и Ar-Ag возраста, по [Карякин, Шипилов, 2009; Шипилов, Карякин, 2011]; *б* — общий вид вулканического разреза м. Мелехова, с указанием положения мест опробования; *в* — общий вид опробованного обнажения нижнего покрова 17z12; *з, д* — результаты Ar-Ag датирования базальтов нижнего (*з*) и верхнего (*д*) покровов.

ных образцов. Для учета локального магнитного склонения использованы поправки согласно модели IGRF-13, верифицированные при помощи измерений солнечного азимута в точках опробования. Локальное магнитное склонение в среднем составляет 35° . Методика лабораторного изучения стандартная [Butler, 1992], измерения выполнены с использованием аппаратной базы Новосибирского палеомагнитного центра (НГУ, ИНГГ СО РАН). Для обоснования компонентного состава естественной остаточной намагниченности (NRM) все образцы прошли ступенчатое размагничивание переменным магнитным полем (AF-чистку). Измерения направления и величины вектора NRM выполнено на криогенном магнитометре 755 SRM (2G Enterprises, США). Состав преобладающей магнитной фракции определен по результатам исследования температурной зависимости магнитной восприимчивости $k(T)$ с использованием многофункционального измерителя MFK1-FA Kappabridge (AGICO, Чехия). Измерения параметров магнитного гистерезиса сделаны на магнитометре-коэрцитиметре «J-Meter» (Россия).

Скалярные магнитные характеристики. Изученные покровы и интрузии траппового комплекса ЗФИ слабо отличаются друг от друга по своим магнитным свойствам [Абашев и др., 2018]. Этот вывод подтверждают и новые данные (рис. 8, а). Магнитная восприимчивость в изученных базальтах и долеритах изменяется в диапазоне 10^{-2} — 10^{-1} ед. СИ, а NRM от 1 до 20 А/м. Отношение этих параметров или фактор Кенигсбергера (Q_n) в среднем выше единицы. Такое распределение фигуративных точек является типичным для магматических пород, не подвергавшихся заметным наложенным преобразованиям, т. е. является косвенным признаком сохранности первичной термоостаточной намагниченности [Nagata, 1961].

Величина NRM и k песчаников о. Хейса и приконтактных пород о. Ферсмана ожидаемо ниже по сравнению с базальтами (см. рис. 8, а). Фигуративные точки Q_n на соответствующей диаграмме имеют заметный вертикальный тренд, т. е. значимо варьируют по величине NRM от 10^{-3} до 10^{-2} А/м, при сходном значении k около 10^{-4} ед. СИ. При этом обожженные песчаники о. Ферсмана отличаются наиболее высокими $Q_n > 1$. Такой характер изменения магнитных свойств осадочных пород объясняется различной степенью их вторичного преобразования, обусловленного прогревом во время формирования траппов. Таким образом, потенциальная сохранность первичной ориентационной намагниченности песчаников не высокая.

Доменное состояние. Day-plot — диаграмма [Day et al., 1977; Dunlop, 2002], представляющая отношения гистерезисных параметров (см. рис. 8, б), прежде всего отражает размерность присутствующих в породе магнитных частиц. Чем они крупнее, тем их фигуративные точки ближе к области, соответствующей многодоменному состоянию. Видно, что в изученных породах преобладают относительно мелкие зерна. При этом фигуративные точки базальтов равномерно распределены вдоль линий экспериментальных значений для магнетита. Это вновь косвенно указывает на магматический генезис магнитных минералов в базальтах, отсутствие признаков укрупнения их минеральных фаз, которые, как правило, сопровождают любые химические преобразования.

Магнитная минералогия. Эксперименты по изучению $k(T)$ уверенно определяют титаномагнетит в качестве основного магнитного минерала в базальтах (см. рис. 8, в). При этом относительное содержание Ti—Fe в исходном титаномагнетите может быть различным и соответствующая точка Кюри от 200 до 550 °С. Во время лабораторного нагрева происходит гомогенизация титаномагнетита, в результате точка Кюри на графике охлаждения смещается в сторону более высоких температур, что свидетельствует о незначительных вторичных изменениях (см. рис. 8, в). Таким образом, можно полагать, что распад первичного титаномагнетита произошел сразу на стадии остывания магматического расплава. Необратимый характер изменений подтверждается последующими экспериментами и определен для всех изученных нами базальтов, что исключает возможность перемагничивания продуктов более раннего магматизма более поздним, т. е. косвенно подтверждает сохранность первичной намагниченности.

Необратимый характер изменений также зафиксирован для песчаников, однако минеральный состав исходной магнитной фазы, характер лабораторных преобразований и, соответственно, вид графиков $k(T)$ иной (см. рис. 8, з). Прежде всего песчаникам присущи низкие величины начальной магнитной восприимчивости, которая становится отличной от нуля при нагреве до ~ 380 °С. После этого k резко возрастает, принимая значение на порядок выше исходного, а затем приблизительно от 540 и до 580 °С также резко падает до нуля. При охлаждении повторения кривой нагрева не происходит, и величина магнитной восприимчивости становится на несколько порядков больше исходного значения. Такие особенности $k(T)$ наиболее просто объясняются новообразованием магнетита в ходе эксперимента.

Компонентный состав намагниченности. Поскольку при нагреве состав и свойства минеральных магнитных фаз меняются, для определения компонентного состава NRM использована AF-чистка.

Величина медианного разрушающего поля (MDF) при размагничивании базальтов в зависимости от состава и, соответственно, магнитной жесткости исходного титаномагнетита варьирует от 5 до 50, но чаще — около 20 мТл (рис. 9, а). Обычно на первых шагах при воздействии переменным полем величиной 4—6, реже до 10—14 мТл разрушается вязкая и/или лабораторная вязкая компонента. Истинный вклад вязкой компоненты, образовавшейся *in situ* оценить сложно из-за высокоширотного положения

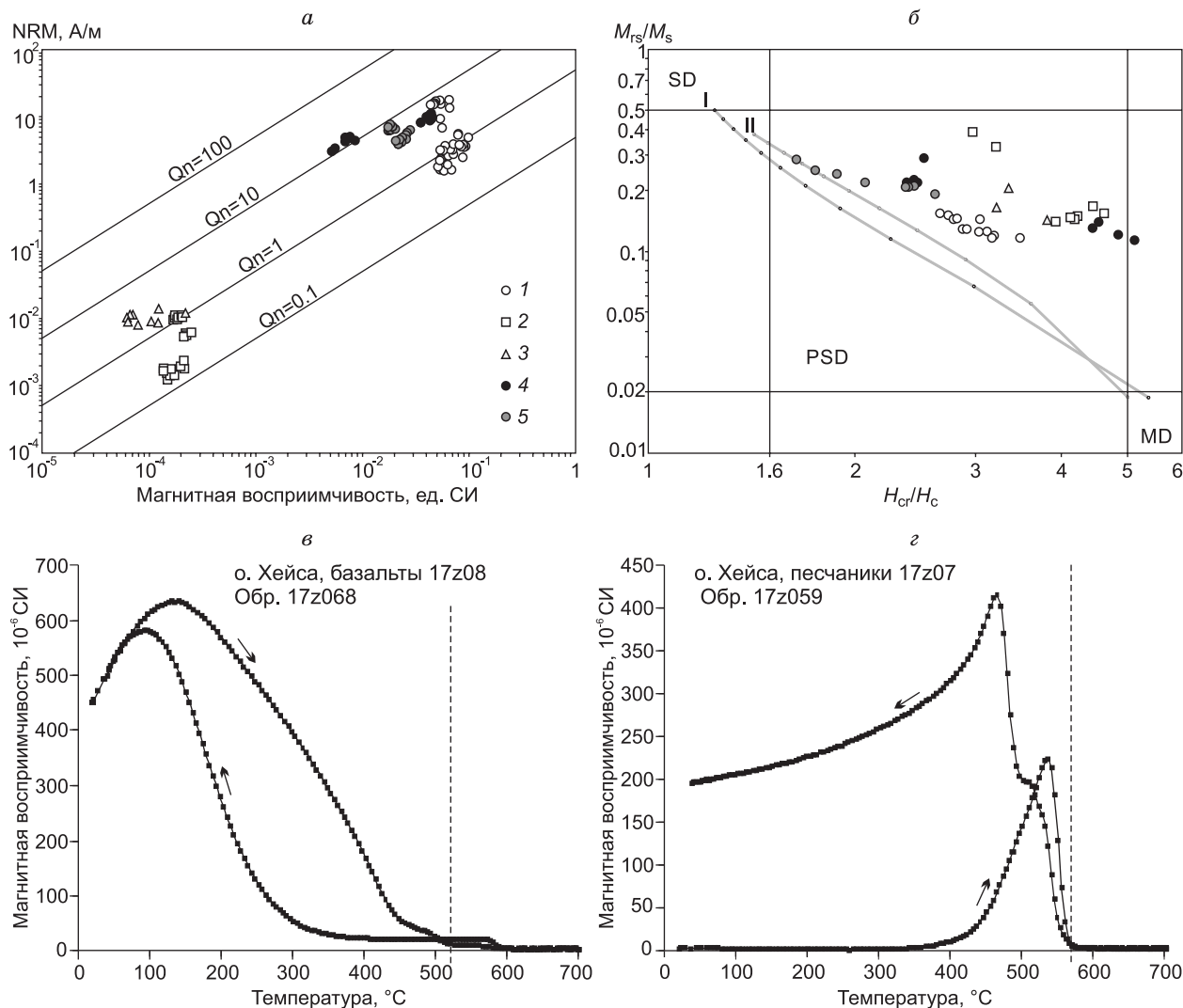


Рис. 8. Результаты петромагнитного изучения осадочных и магматических пород ЗФИ.

a, б — диаграммы Q_n (*a*) и Day-plot (*б*) для: 1 — базальты и долериты о. Хейса и о. Ферсмана, 2 — песчаники о. Хейса, 3 — песчаники экзоконтакта верхнего базальтового тела на о. Ферсмана, 4 — базальты о. Гукера, 5 — базальты о. Земля Александры, буквами на диаграмме Day-plot обозначены поля: SD — однодоменных, PSD — псевдооднодоменных, MD — многодоменных магнитных частиц; серые линии соответствуют экспериментальным значениям смеси SD-MD частиц синтетического (I) и природного (II) магнетита [Dunlop, 2002]; *в, г* — типичные примеры графиков температурной зависимости магнитной восприимчивости $k(T)$ для базальтов (*в*) и песчаников о. Хейса (*г*), стрелки вправо обозначают нагрев, влево — охлаждение.

объекта (вблизи истинного геомагнитного полюса). Тем не менее при магнитной чистке в поле амплитудой выше 20 мТл четко фиксируется разрушение регулярной характеристической компоненты (ChRM), которая, вероятно, не искажена вязкой составляющей и, учитывая геолого-минералогические факты и петромагнитные особенности, представленные выше, может иметь первичную термоостаточную природу. Стабильность этой компоненты высокая, полное размагничивание обычно достигается в полях амплитудой 120 мТл и выше. Результаты компонентного анализа базальтов суммированы в табл. 2.

Характер кривых размагничивания по результатам AF-чистки песчаников о. Хейса и их аналогов непосредственно на горячем контакте с базальтами верхнего тела на о. Ферсмана в целом схожий (см. рис. 9, б, в). Несколько выше MDF, обычно его величина составляет около 40 мТл. Диаграммы для песчаников о. Хейса иногда имеют несколько более «шумный» по сравнению с экзоконтактом сигнал. Полное размагничивание достигается не всегда, в некоторых образцах даже в максимальных полях — 160 мТл уничтожается не более 80–90 % намагниченности. Тем не менее во всех образцах при воздействии полем амплитудой выше 20–40 мТл хорошо идентифицируется ChRM, направление которой в географической системе координат в пределах ошибки совпадает с ChRM базальтов (см. рис. 9, г).

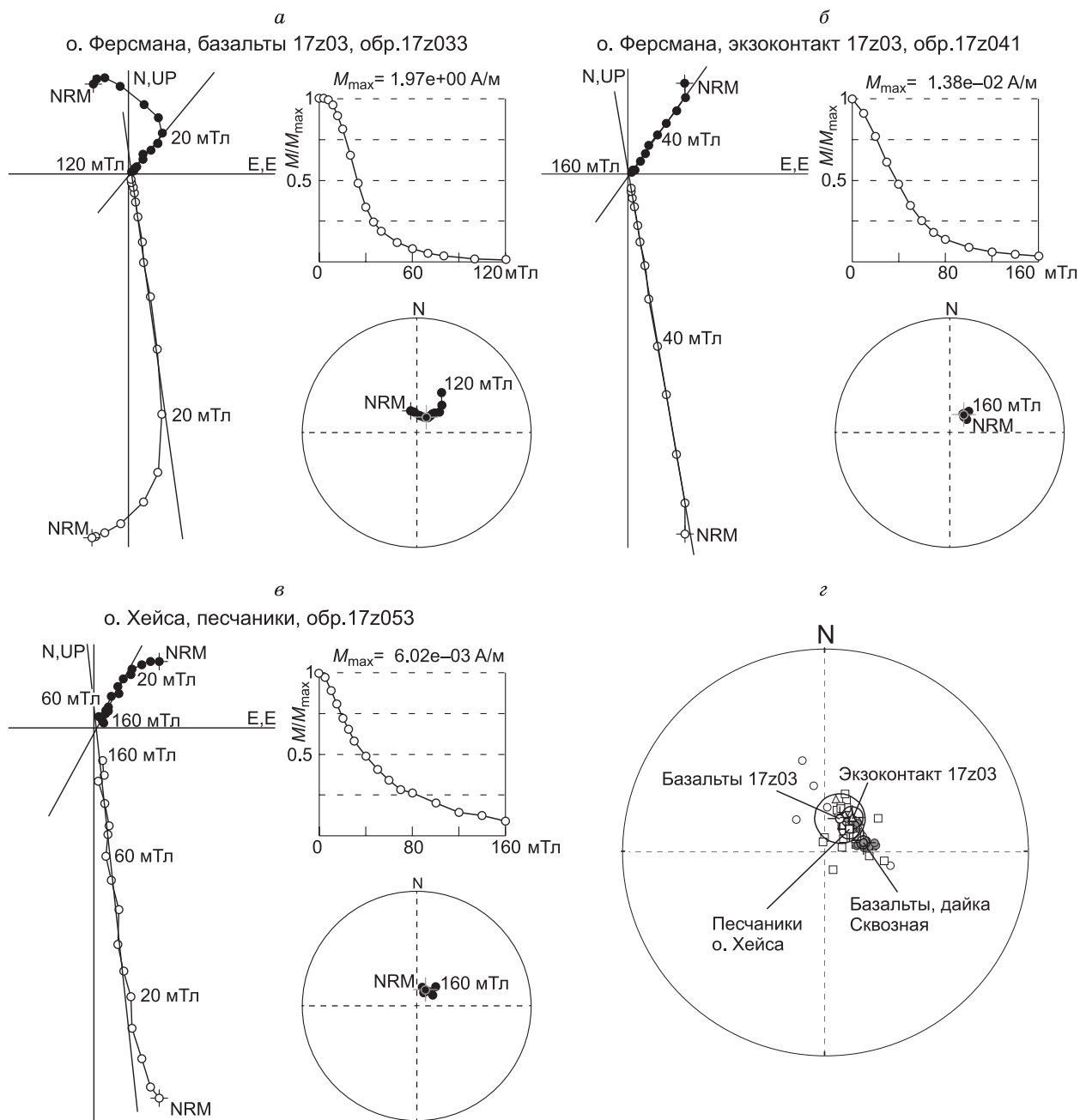


Рис. 9. Результаты AF-чистки и компонентного анализа осадочных и магматических пород ЗФИ.

a–в — типичные примеры ортогональных диаграмм, соответствующих графиков NRM(AF) и стереограмм по результатам ступенчатого размагничивания базальтов (*a*), песчаников экзоконтакта верхнего базальтового тела на о. Ферсмана (*б*), песчаников о. Хейса (*в*); *г* — тест обжига, стереограмма иллюстрирует совпадение направлений ChRM (см. табл. 2), установленных в породах эндо- и экзоконтакта верхнего базальтового тела на о. Ферсмана 17z03 и песчаниках о. Хейса, и их незначительное отличие от направлений ChRM в долеритах дайки Сквозная (пояснения в тексте).

Залегание приконтактовых песчаников верхнего тела базальтов на о. Ферсмана (точка 17z03) субгоризонтальное, поэтому при сравнении направлений ChRM выбор системы координат не имеет значения. Средние направления не отличаются друг от друга, угловое расстояние между ними $\gamma = 4.70^\circ$ при критическом значении $\gamma_c = 10.83^\circ$, что подтверждает предположение о полном перемагничивании вмещающих пород непосредственно в экзоконтакте базальтового тела в момент его формирования.

Песчаники о. Хейса находятся в поле, где крупные траповые проявления на современном эрозионном срезе отсутствуют. Породы не имеют видимых преобразований, которые являлись бы следстви-

Таблица 2.

Результаты палеомагнитного анализа

Объект	GLat	GLon	Возраст, млн лет	n/N	D	I	k	α_{95}	PLat	PLon	A_{95}	ППШ	γ
о. Ферсмана													
Верхний силл/покров 17z03	80.63147	57.97858	—	10/10	24.9	75.1	24.2	10.0	70.1	202.4	17.5	62.0	1.9 ± 7.6 (1)
Песчаники экзо-контакта 17z03	80.63147	57.97858	—	9/9	39.0	72.5	137.9	4.4	64.5	186.9	7.4	57.8	—
Средний силл 17z04	80.63006	57.98053	—	10/10	54.9	78.6	345.9	2.6	71.8	159.2	4.8	68.0	6.1 ± 3.0 (1)
Нижний силл 17z05	80.63211	57.98344	130.6 ± 3.2	11/11	37.6	71.8	124.9	4.1	63.6	189.6	6.8	56.7	5.8 ± 3.8 (1)
о. Хейса													
Дайка Сквозная 17z08	80.60783	57.48058	$138.1 \pm 2.6^*$	9/9	77.1	73.6	392.8	2.6	60.3	144.1	4.4	59.5	13.3 ± 3.0 (1)
Песчаники 17z06	80.61092	57.49083	—	11/11	36.2	73.2	93.2	4.8	65.9	189.2	8.1	58.9	—
Песчаники 17z07	80.61025	57.47678	—	10/10	65.5	79.2	52.8	6.7	71.1	146.3	12.4	69.1	—
о. Гукера													
Мыс Медвежий, силл/покров 17z10	80.28258	52.65242	136.8 ± 7.7	10/10	36.2	75.9	482.7	2.2	70.4	180.5	3.9	63.3	7.2 ± 2.2 (2)
Ледник Воронина, покров 17z09	80.36017	52.86292	—	7/7	357.4	75.8	911.1	2.0	72.8	236.8	3.5	63.2	12.8 ± 2.2 (2)
о. Земля Александры													
Мыс Мелехова, верхний покров 17z13	80.71697	47.89672	125.3 ± 3.5	11/11	2.1	73.7	128.7	4.0	69.0	224.9	6.8	59.7	2.9 ± 3.3 (3)
Мыс Мелехова, нижний покров 17z12	80.71533	47.88672	134.3 ± 3.6	11/11	32.2	76.9	571.2	1.9	72.3	180.4	3.4	65.0	8.7 ± 2.0 (4)

Примечание. GLat и GLon — северная широта и восточная долгота точки отбора; возраст согласно Ar-Ag определениям, включая * по [Шипилов, Карякин, 2011, 2014]; n/N — количество использованных в статистике к общему количеству независимо ориентированных образцов; D и I — палеомагнитные склонение и наклонение; k — кучность; α_{95} — радиус 95 %-го круга доверия для направления; PLat и PLon — северная широта и восточная долгота полюса; A_{95} — радиус 95 %-го круга доверия для полюса; ППШ — палеоширота для объекта; γ — угловое расстояние между палеомагнитным направлением в соответствующем обнажении и предполагаемым аналогом, по [Абашев и др., 2018]: (1) — о. Хейса, верхний силл в районе полярной станции им. Э. Кренкеля (10z13) — $132.0 \pm 2.0^*$ млн лет; (2) — о. Гукера, покров на м. Седова, (11z01, 11z02) — $189.1 \pm 11.4^*$ млн лет; (3) — о. Земля Александры, бухта Северная, средний покров (10z05) — $156.5 \pm 5.3^*$ млн лет; (4) — то же, нижний покров 10z04 $189.9 \pm 3.1^*$ млн лет.

ем термального воздействия. Ближе всего к ним находится дайка Сквозная. Вызванный ее внедрением прогрев вмещающей рамы вряд ли затронул породы, расположенные в нескольких десятках метров [Метелкин и др., 2019], и, несмотря на петромагнитные признаки перемагничивания (см. выше), теоретически они могли сохранить ориентационную намагниченность, отвечающую времени осадконакопления. Степень и возможное время деформирования толщи песчаников также вызывает вопросы. Породы имеют генеральное субгоризонтальное залегание (см. рис. 2). Тем не менее в отдельных фрагментах опробованных обнажений падение слоек достигает $15\text{--}20^\circ$. Наши региональные наблюдения показывают, что траптовый комплекс в целом после своего формирования находится в тектонически ненарушенном состоянии. Соответственно, верхний предельный возраст деформирования толщи, если оно было, ограничено ранним мелом.

Используя стандартный алгоритм теста складки [Watson, Enkin, 1993], мы попытались оценить время приобретения намагниченности относительно потенциального события, связанного с деформацией. Поскольку количество данных ограничено, в расчетах использованы распределения направлений ChRM в образцах ($n = 21$). Кучность в древней системе координат заметно ниже. Отношение параметра кучности в стратиграфических координатах к географическим $k_s/k_g = 0.5$. Максимум кучности при $4.6 \pm 2.8\%$ «распрямления складки», т. е. в современных координатах. Соответственно, даже если деформации были, установленная в хейсовских песчаниках намагниченность образовалась после этого события и, если сравнить его среднее направление $D = 47.0^\circ$, $I = 76.5^\circ$, $\alpha_{95} = 4.2^\circ$ со средним направлением в

базальтах и экзоконтакте верхнего тела (17z03) на о. Ферсмана $D = 32.2^\circ$, $I = 74.4^\circ$, $\alpha_{95} = 5.3^\circ$, $n = 19$, они также не различаются: $\gamma = 4.50^\circ$ меньше $\gamma_c = 6.57^\circ$.

Интересно заметить, что среднее направление ChRM дайки Сквозная незначительно, но отличается от среднего направления в хейсовских песчаниках: $\gamma = 8.18^\circ$ выше $\gamma_c = 6.56^\circ$ (см. рис. 9, з). Это подтверждает предположение об отсутствии термального воздействия, связанного с дайкой, и указывает на региональный характер перемагничивания. Различия палеомагнитных направлений в дайке на о. Хейса и базальтах о. Ферсмана, по нашему мнению, отражают вариации геомагнитного поля в начале мела [Абашев и др., 2018]. При этом возраст формирования базальтового тела на о. Ферсмана, вероятно, ближе к главной фазе магматизма, вызвавшей региональный прогрев.

Таким образом, сопоставление палеомагнитных направлений в базальтах и вмещающих осадочных породах островов Ферсмана и Хейса свидетельствует об уничтожении «осадочной» (ориентационной) намагниченности и полном региональном перемагничивании во время базальтоидного магматизма на ЗФИ. Различия палеомагнитных направлений в базальтах архипелага обусловлены термоостаточной природой намагниченности, которая фиксирует мгновенное состояние геомагнитного поля. Его конфигурация отличается от поля центрального осевого диполя (ЦОД) и качество палеомагнитного результата по ЗФИ, возможность его использования для решения задач тектоники зависит от степени усреднения короткопериодных (вековых) вариаций и приближения к модели ЦОД [Добрецов и др., 2021].

ОБСУЖДЕНИЕ И ТЕКТНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Полученные нами Ar-Ag определения соответствуют интервалу 150—120 млн лет. Формальное исключение составляет одно определение по пироксену для верхней части разреза м. Мелехова на о. Земля Александры, где получена более древняя цифра, достоверность которой и сопоставление с возрастом кристаллизации базальтового расплава вызывает сомнения, а возраст плагиоклаза заметно более молодой и отвечает верхней части указанного интервала. Распределение полученных возрастов на гистограмме имеет одну ярко выраженную моду (рис. 10, а). Основной пик приходится на возраст около 133 млн лет, дополнительный пик на уровне 122 млн лет. Если исключить из анализа дискуссионное определение по м. Мелехова средний возраст, по нашим определениям, составляет 132.5 ± 3.7 млн лет.

В целом сходное распределение для параметра плотности вероятности событий можно наблюдать и для всей имеющейся выборки доступных для анализа Ar-Ag определений [Государственная..., 2006; Карякин, Шипилов, 2009; Шипилов, Карякин, 2014]. В четко проявленном раннемеловом максимуме контрастно видны три узких пика: 117.8, 123.8 и 132.6 млн лет. Последний соответствует среднему для принятой выборки значению 132.9 ± 5.3 млн лет (см. рис. 10, б). Кроме того, в имеющемся распределении заметная плотность вероятности событий для конца юры — пик на уровне около 151 млн лет, однако его величина более чем вдвое меньше главного пика.

Имеющиеся K-Ag даты [Грачев, 2001; Столбов, 2005], согласно результатам проведенного нами статистического анализа, предполагают несколько более молодой возраст трапсового события на ЗФИ. Основной пик, соответствующий среднему значению для всей выборки, отвечает возрасту 114 ± 6.0 млн лет.

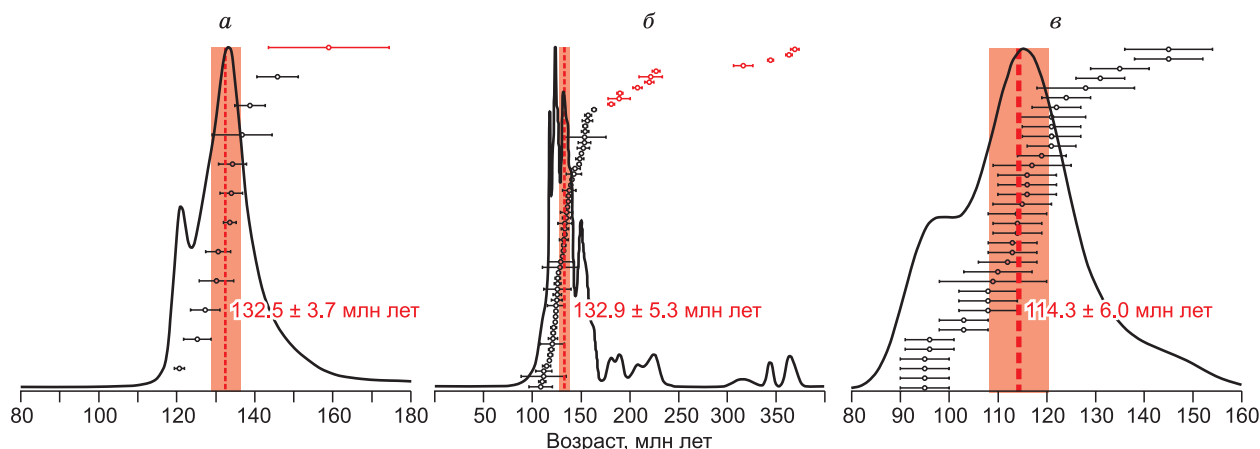


Рис. 10. Результаты статистического анализа имеющихся Ar-Ar и K-Ag определений возраста.

Черная кривая линия отвечает значению плотности вероятности, рассчитанной по всем полученным в настоящей работе датировкам (а), по опубликованным Ar-Ag датировкам, за исключением авторских данных (б), по опубликованным K-Ag датировкам (в). Красное поле с вертикальной штриховой линией в центре отвечает среднему значению возраста (указан справа от линии), красными точками отмечены определения, исключенные из расчета среднего значения возраста.

лет, а слабовыраженный дополнительный пик — около 95 млн лет (см. рис. 10, в). Смещение К-Аг возрастов в сторону омоложения, вероятно, обусловлено особенностями метода.

Таким образом, анализ всей имеющейся совокупности К-Аг и Ar-Ag геохронологических данных свидетельствует, что интервал активного траппового магматизма на ЗФИ соответствует промежутку готерив—апт. Юрские оценки возраста, скорее всего, являются артефактом и связаны с избыточным аргоном, на величину которого могут влиять наличие ксенокристов, включения морской воды в зернах, которые были захвачены в момент образования породы и другое [Konrad et al., 2019], либо отражают процессы, происходившие в долгоживущей магматической камере, но не имеющие отношения к возрасту формирования базальтов, слагающих острова ЗФИ [Абашев и др., 2020].

Своеобразным обоснованием раннемелового возраста базальтов о-вов Гукера и Земля Александры, имеющих юрские Ar-Ag определения, мы считаем полученные нами палеомагнитные данные. Угловые расстояния между палеомагнитными направлениями в датированных нами обнажениях и их предполагаемых аналогах, где получены юрские Ar-Ag определения, практически не различаются (см. табл. 2). К примеру, для о. Гукера различия между направлениями компонент ChRM в базальтах м. Седова [Михальцов и др., 2016; Абашев и др., 2018] и предполагаемых аналогов в районе м. Медвежий и под ледником Воронина, представленных в настоящем исследовании, с учетом ошибки не более 10—15°. Для о. Земля Александры различия в палеомагнитных направлениях верхнего покрова на м. Мелехова и среднего покрова в разрезе клифа бухты Северная статистически незначимы, направления в нижних покровах различаются максимум на 10°. Такие совпадения, учитывая петромагнитные данные, которые отчетливо указывают на термоостаточную природу намагниченности в базальтах и отсутствие каких-либо признаков их перемагничивания на самом позднем этапе магматизма, никак не могут быть объяснены в рамках многоэтапной концепции формирования ареала ЗФИ.

Выявленные отличия палеомагнитных направлений, а, соответственно, и координат виртуальных геомагнитных полюсов определяются незначительной разницей в возрасте формирования и вековыми вариациями геомагнитного поля [Абашев и др., 2018, 2020]. Амплитуда вековых вариаций оценивается величиной угловой дисперсии (S), этот параметр также используется для стандартной оценки качества усреднения вековых вариаций [McFadden, 1980; Merrill, McElhinny, 1983]. Для расчета средних координат палеомагнитного полюса и величины параметра S мы использовали всю имеющуюся сегодня для ЗФИ выборку — 55 определений (более чем по 700 образцам), включая данные, представленные в настоящей работе (см. табл. 2) и в [Абашев и др., 2018], и одно определение по базальтам о. Земля Георга [Гусев, 1970]. В результате осреднения получен палеомагнитный полюс: $Plat = 69.1^\circ$, $Plon = 180.5^\circ$, $A_{95} = 3.6^\circ$, $k = 29.4$, согласно которому палеоширота ЗФИ в момент формирования траппового ареала составляла 62.8° (табл. 3). Параметр $S = 14.9^\circ$ полностью отвечает модельному условию корректного осреднения вековых вариаций $10^\circ < S < 20^\circ$ [Merrill, McElhinny, 1983].

Поскольку не все определения, участвующие в статистике, имеют строгую геохронологическую оценку, за возраст для установленного палеомагнитного полюса, мы принимаем среднее интервальное (готерив—апт) значение — 125 млн лет. В пользу этой цифры также говорит исключительное преобладание прямой полярности в базальтах ЗФИ. Кроме дайки Аметистовая на о. Хейса [Михальцов и др., 2016], все изученные на сегодняшний момент магматические объекты, в том числе не имеющие определений абсолютного возраста, намагничены во время прямой (нормальной) полярности геомагнитного поля. Для всего юрского интервала и вплоть до середины баррема магнитное поле характеризуется очень частыми инверсиями — не реже 1 раза в миллион лет [Walker et al., 2013]. Такой режим непременно должен был бы отразиться в палеомагнитной записи. Эпоха преобладающего нормального поля, согласно мировой шкале магнитной полярности (GPTS), начинается с конца баррема (хрон M1n) и продлилась по сантон включительно, т. е. более 40 млн лет (меловой суперхрон C34n — Джалал). В таком случае исключительное преобладание прямой полярности говорит о том, что абсолютное большинство изученных пород, скорее всего, приобрели намагниченность в эпоху Джалал, а учитывая геохронологические данные — либо во время хрона M1n, либо в самом начале C34n. Два этих подразделения GPTS разделяет узкая (125.9—126.3 млн лет) зона обратной полярности M0r [Gradstein et al., 2012], как раз этому интервалу, согласно Ar-Ag данным 125.2 ± 5.5 млн лет [Шипилов, Карякин, 2014], соответствует формирование обратномагнитных долеритов дайки Аметистовая.

Кроме того, рубеж 125 млн лет лучше всего согласуется с имеющимися U-Pb данными не только для ЗФИ, но и Шпицбергена [Corfu et al., 2013]. Палеомагнитные определения по траппам Шпицбергена ограничены [Krumsiek et al., 1968; Vincenz, Jelenska, 1985; Halvorsen, 1989], тем не менее координаты палеомагнитных полюсов практически не отличаются от ЗФИ (см. табл. 3). Мы полагаем, что незначительное угловое расстояние между соответствующим ожидаемым по данным для Шпицбергена и наблюдаемым для ЗФИ направлением палеомагнитного вектора обусловлено недостатком в статистике палеомагнитных данных по Шпицбергену, не полным учетом вековых вариаций. Поэтому рассчитан-

Таблица 3. Сопоставление палеомагнитного полюса траппового ареала ЗФИ с данными для смежного ареала о. Шпицберген и главных тектонических элементов Северной Евразии с указанием кинематики относительных перемещений

Объект	<i>T</i>	Палеомагнитный полюс				Лит. источник	Ожидаемые для ЗФИ				γ	Перемещение	
		<i>N</i>	PLat	PLon	A_{95}		ПШ	<i>D</i>	<i>I</i>	α_{95}		<i>F</i>	<i>R</i>
ЗФИ	125	55	69.1	180.5	3.6	[наст. раб.]	62.8	40.0	75.6	2.0			
Шпицберген, провинция Исфьерден	149 ± 17	8	58.2	178.5	9.0	[Krumnsiek et al., 1968]	52.5	46.8	69.0	5.7	6.5 ± 4.4	-10.2 ± 6.9	6.8 ± 12.3
Шпицберген, провинция Агардхукта, Хорнсунд	J3-K1	13	66.2	221.7	12.3	[Vincenz, Jelenska, 1985]	57.1	10.6	72.1	7.4	8.3 ± 5.7	-5.4 ± 9.3	29.4 ± 17.6
Шпицберген, провинция Хинлопенстретет	J3-K1	9	66.0	200.0	4.2	[Halvorsen, 1989]	58.0	26.8	72.7	2.5	4.4 ± 2.4	-4.7 ± 4.0	13.2 ± 8.2
Европейский тектонический домен	125	*	77.9	179.2	3.4	[Torsvik et al., 2012]	71.2	32.9	80.3	1.8	4.8 ± 2.1	8.4 ± 3.6	7.1 ± 9.6
Сибирский тектонический домен	125	*	69.4	178.7	3.5	[Metelkin et al., 2010]	62.9	41.4	75.6	2.0	0.3 ± 2.2	0.5 ± 3.7	1.1 ± 8.1

Примечание. *T* — принятый авторами абсолютный (млн лет) или геологический (соответствующий символ) возраст; палеомагнитный полюс: *N*, PLat, PLon, A_{95} — соответственно количество виртуальных геомагнитных полюсов, использованных в статистике определения (звездочка означает, что полюс рассчитан из ТКДП), географические широта и долгота, радиус 95 %-го овала доверия; ожидаемые для ЗФИ — рассчитанное из координат полюса на точку наблюдения 80.7° с.ш., 56.0° в.д. (приняты координаты о. Чамп как географического центра архипелага ЗФИ); ПШ — палеоширота, *D* и *I* — склонение и наклонение палеомагнитного вектора, α_{95} — радиус 95%-го круга доверия; γ — угловое расстояние между ожидаемым и наблюдаемым для ЗФИ направлениями палеомагнитного вектора; перемещение — количественные параметры перемещения ЗФИ относительно соответствующего объекта: *F* — широтное смещение (вдоль долготы по направлению к полюсу) в северном (+) и южном (-) направлениях, *R* — угол поворота по часовой стрелке.

ные кинематические параметры, описывающие относительные перемещения между Шпицбергенем и ЗФИ, вряд ли можно считать достоверными.

Гораздо более надежное сопоставление с синтетическими данными, рассчитанными из траекторий кажущегося движения полюса (ТКДП), поскольку методика их построения учитывает все относительно короткопериодные вариации.

Анализ мезозойских палеомагнитных полюсов территории Северной Евразии и построенные с их использованием палеотектонические схемы предполагают значимые по величине внутриплитные сдвиговые перемещения между «главными» составными элементами Евразийской континентальной плиты — ее Европейским и Сибирским доменами с относительным поворотом последнего по часовой стрелке [Метелкин и др., 2008, 2012; Metelkin et al., 2010]. Используя различные подходы и критерии к анализу имеющейся выборки мезозойско-кайнозойских палеомагнитных полюсов дискутируется время, после которого траектории КДП Сибири и Европы не различаются [Диденко, 2015]. По мнению [Диденко, 2015], о полной тектонической когерентности этих доменов Евразийской плиты можно говорить уже с поздней юры (150 млн лет), по данным [Metelkin et al., 2010], ее внутренняя структура не была стабильной вплоть до позднего мела. По материалам работы [Тимофеев и др., 2011], реорганизация внутренней структуры Евразийской плиты на фоне сдвиговой тектоники между Сибирским и Европейским доменом, фиксируемая палеомагнитными данными для домелового времени, могла продолжаться и в кайнозое, однако масштабы подобных перемещений находятся за пределами точности палеомагнитных построений. Вне зависимости от выбора модели, исходя из общих тектонических представлений, структуры Баренцевоморского шельфа, включая ЗФИ на рассматриваемом временном рубеже 125 млн л. н., казалось бы, должны быть полностью когерентны Европейскому домену. Тем не менее наблюдаемые нами палеомагнитные направления наилучшим образом согласуются с данными по Сибири (см. табл. 3). Рассчитанные на координаты ЗФИ ожидаемые палеомагнитные направления не отличаются от наблюдаемых. Тогда как направления, рассчитанные из ТКДП Европы, отклонены на угол $4.8 \pm 2.1^\circ$, а сравнение палеомагнитных полюсов предполагает статистически значимое относительное перемещение на расстояние $8.4 \pm 3.6^\circ$. Это предполагает возможность левосторонних сдвиговых перемещений между ЗФИ и Европой амплитудой 400 км или более. Мы полагаем, что масштабы этих сдвигов завышены, однако кинематика процесса, действительно, хорошо согласуется с имеющимися тектоническими моделями [Пучков, 2003; Metelkin et al., 2010].

Аналогичный результат демонстрируют палеомагнитные данные по позднему палеозою архипелага Новая Земля [Абашев и др., 2017]. Исходя из предложенной модели, главной контролирующей сдвиговую кинематику структурой мог быть Байдарацкий шов, который соединяет фундамент Северо-Баренцевской и Южно-Баренцевской тектонических провинций и может рассматриваться в качестве южной границы Свальбардской плиты (см. рис. 1, б). Предполагаемые этой моделью левосторонние сдвиги на раннемезозойском этапе сопутствовали раскрытию рифтовой системы в Западной Сибири, которое достигло максимума в пределах Южно-Карской котловины и, как следствие, обусловили северо-западное (в современных координатах) смещение Свальбардского элемента структуры относительно арктической окраины Европы. В итоге на рубеже перми—триаса формируется изогнутый структурный план Пайхой-Новоземельского орогена, в североновоземельской части которого преимущественно покровно-надвиговый стиль деформаций с простиранием структурных осей поперек сдвигового фронта, а в приуроченном к сдвиговой зоне Южно-Новоземельском сегменте оси структурных элементов, в том числе надвигов, ориентированы вдоль направления сдвига [Абашев и др., 2017].

Исходя из представленных палеомагнитных сравнений подобный сдвиговый стиль сохранился вплоть до раннего мела. Позднеюрская—раннемеловая активизации внутриплитной активности в Северо-Баренцевском регионе на фоне продолжающегося сдвигового перемещения Сибирского домена, с его поворотом по часовой стрелке, вероятно, сопутствовала рифтингу на территории Восточной Арктики при раскрытии Американо-Азиатского бассейна и способствовала формированию серии «горячих» сдвиговых зон и смежных с ним структур растяжения [Dobretsov, Vernikovskiy, 2001] в пределах Центральной Арктики, включая Баренцевоморский регион.

Реконструируемая по нашим палеомагнитным данным широта ЗФИ 125 млн л. н. ($62.8 \pm 2.0^\circ$ с. ш.) совпадает с широтой современной Исландии (65° с. ш.) и наряду с петролого-геохимическими подтверждениями [Ntaflou, Richter, 2003; Jowitt et al., 2014] является аргументом в пользу модели, представляющей магматические провинции Исландии и Высокоширотной Арктики в виде следа одного и того же долгоживущего плюма [Lawver, Müller, 1994; Kuzmin et al., 2010; Кузьмин и др., 2011; Добрецов и др., 2013; Метелкин и др., 2021].

Используя постулаты этой модели, а также сведения о линейных магнитных аномалиях, позволяющие восстановить океаническое пространство Северной Атлантики и Арктики [Seton et al., 2012; Gaina et al., 2014], мы предлагаем следующую принципиальную палеотектоническую схему для Евразийско-Арктической континентальной окраины на рубеж 125 млн лет (рис. 11). Согласно построениям, сразу после начавшегося раскрытия Канадской котловины под влияние Исландского плюма попадает неразделенная в то время территория ЗФИ, современных подводных хребтов Альфа, Менделеева и прилегающих акваторий Канадского арктического архипелага, и островов Де-Лонга, что в итоге привело к образованию обширного магматического ареала HALIP. Продолжению спредингового хребта Американо-Азиатского бассейна на континенте соответствуют зоны рассеянного внутриконтинентального рифтогенеза, которые, вероятно, являлись главным транспортом для магматического расплава и контролировали геометрию HALIP. Ее центром мы считаем область в районе желоба Франц-Виктория (см. рис. 11). Ориентировка трансформ срединного хребта унаследована и совпадает с пространственной конфигурацией сдвиговых зон континентальной окраины. В Баренцевоморском регионе наиболее крупная из них приурочена к области растяжения в основании Северо-Баренцевского эпиконтинентального бассейна и отвечает рифтовой впадине, расположенной между поднятиями ЗФИ и Новой Земли [Аплонov и др., 1996; Богданов и др., 1997; Тектоническая..., 1998].

Важной региональной особенностью позднемезозойской тектоники Баренцевоморского региона, отмечающей его прямую связь с внутриплитными сдвиговыми системами Евразии, продолжавшими, согласно авторским палеомагнитным данным [Metelkin et al., 2010], свое развитие в раннем мелу, является доминирующий режим растяжения. Вследствие опережающего вращения Сибирского тектонического домена относительно Европейского по часовой стрелке между ними на севере Западно-Сибирской плиты, в Южно-Карском бассейне возникает область стабильного разуплотнения континентального основания, что фиксируется в максимальном прогибании этой территории. Северо-Баренцевский бассейн находится на продолжении этой зоны (см. рис. 11). Сдвиговые системы, обрамляющие его с европейской стороны, в том числе Байдарацкая зона разломов, имеют левостороннюю кинематику [Богданов и др., 1997; Абашев и др., 2017]. Напротив, крупные континентальные фрагменты Восточной Арктики, включая смежный Карский [Lawver et al., 2002; Golonka et al., 2003; Metelkin et al., 2005; Чернова и др., 2018], имеют обратную правостороннюю кинематику (см. рис. 11). Таким образом, Баренцевоморский бассейн можно представить как «гигантский мезозойский *pull-apart*». Сдвиги способствовали континентальной деструкции и раскрытию Американо-Азиатской океанической котловины, с одной стороны, возникновению и функционированию мезозойских деформационных структур Баренцевоморского шельфа, с другой. Оказавшись в начале мела над горячим восходящим потоком Исландского

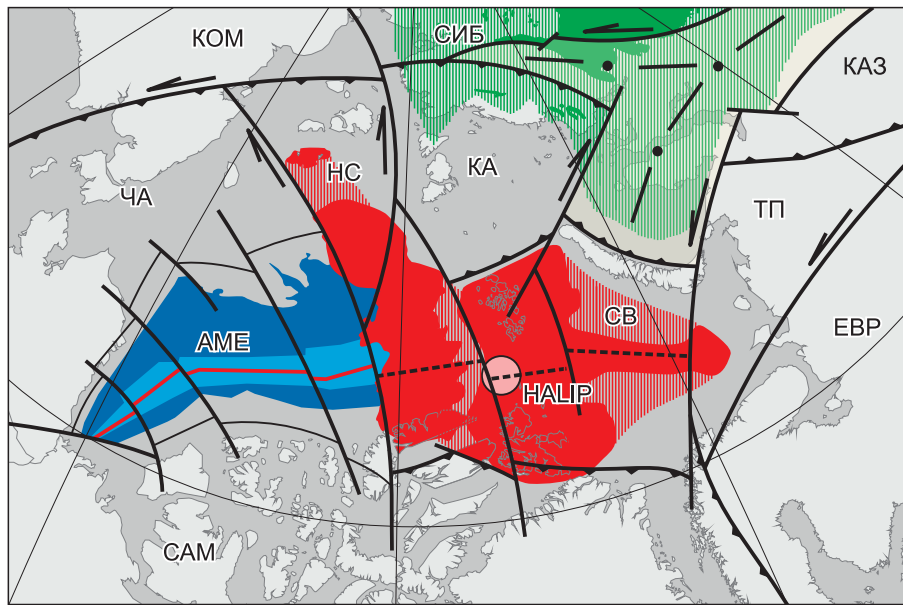
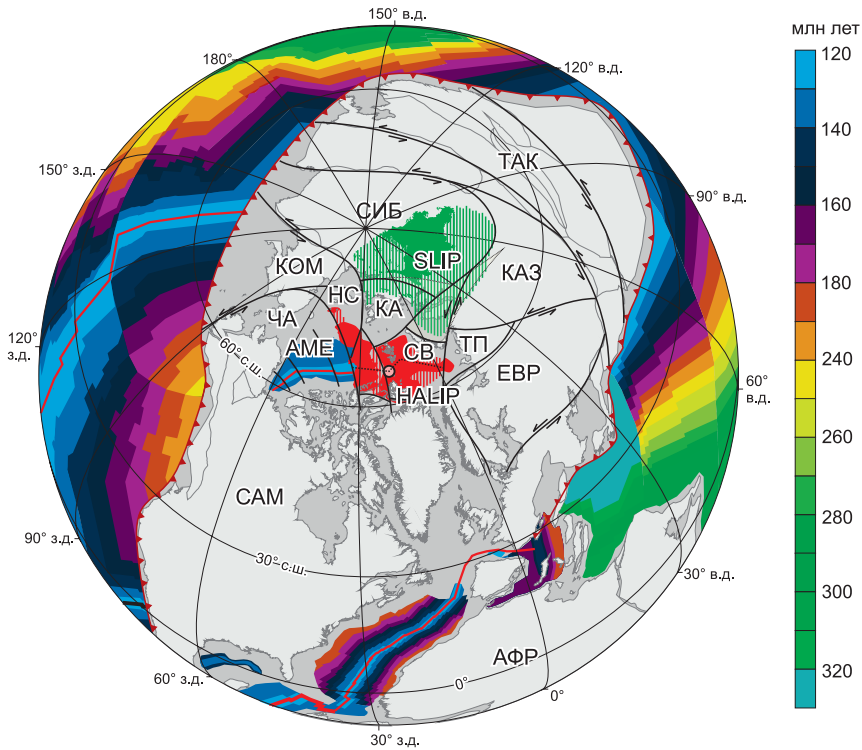


Рис. 11. Принципиальная палеотектоническая модель для рубежа 125 млн лет.

1 — оси срединно-океанических хребтов; 2 — зоны субдукции; 3 — оси рассеянного внутриконтинентального рифтогенеза при формировании АМЕ — Амеразийского океанического бассейна; 4 — область утонения континентальной литосферы в Западной Сибири с указанием осей пермотриасового рифтогенеза; 5 — трансформы, сдвиговые зоны; 6 — надвиги, фронты тектонического сжатия. Цвет магматических провинций соответствует рис. 1: красное поле — раннемеловая НАЛІР — крупная магматическая провинция Высокоширотной Арктики, включая неподтвержденные области, обозначенные штрихами, розовый круг внутри поля отвечает гипотетическому плюмовому центру; зеленое поле — пермотриасовая SLIP — Сибирская магматическая провинция, включая перекрытые и предполагаемые погруженные области распространения — штрихами. Буквами обозначены: тектонические домены Евразийской плиты: ЕВР — Европейский, КАЗ — Киргизско-Казахстанский, КОМ — Кольмо-Омолонский, СИБ — Сибирский, ТАК — Таримо-Китайский; крупные фрагменты континентальной литосферы Арктики: КА — Карский, НС — Новосибирский, СБ — Свальбардский, ЧА — Чукотско-Аляскинский; смежные континентальные плиты: АФР — Африкано-Аравийская, САМ — Северо-Американская.

плюма его «подготовленная» континентальная литосфера была активно инъецирована с образованием HALIP, не уступающим по размерам и объемам большинству известных плюмовых провинций.

ВЫВОДЫ

В контексте вышеизложенного представленные новые палеомагнитные и геохронологические данные позволяют дополнить имеющиеся представления о плюмовом магматизме Арктики [Филатова, Хаин, 2009; Шипилов и др., 2009; Добрецов и др., 2013; Ernst, 2014] и роли сдвигов при формировании Баренцевоморского региона и Евразийско-Арктической континентальной окраины, в целом [Зоненшайн, Натапов, 1987; Аплонов и др., 1996; Богданов и др., 1997; Шипилов, Верниковский, 2010; Лавров и др., 2013; Шипилов, 2016] по нескольким позициям.

Прежде всего, полученные оценки возраста базальтов архипелага ЗФИ обосновывают формирование Баренцевоморского ареала HALIP в результате одноактного плюмового события раннемелового этапа геологической истории Арктики.

Реконструируемая палеоширота траппов ЗФИ позволяет связать формирование провинции Высокоширотной Арктики с эволюцией современной Исландской горячей точки и, соответственно, уточнить имеющиеся представления о расположении ее раннемелового «следа», количественно обосновать стационарность этого горячего поля мантии как минимум последние 125 млн лет.

Выполненные палеотектонические построения предполагают определяющую роль сдвиговой тектоники на позднемезозойском этапе эволюции Баренцевоморской континентальной окраины, прямую связь внутриплитных сдвиговых систем Евразийского континента с конфигурацией и режимом эволюции внутриконтинентальных рифтов и спрединговых зон инициального этапа раскрытия океана в Арктике.

Авторы благодарят Северный (Арктический) федеральный университет им. М.В. Ломоносова, Национальный парк «Русская Арктика», команду судна «Профессор Молчанов», участников образовательного проекта «Арктический плавучий университет» за помощь при проведении экспедиции на архипелаге ЗФИ в 2017 году. Авторы также искренне признательны чл.-кор. РАН А.Н. Диденко и д.г.-м.н. В.Ф. Проскурнину за полезные замечания и обсуждения материалов настоящей статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 19-17-00091, 21-17-00052).

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, doi: 10.7868/S0002333717050015.

Абашев В.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Верниковский В.А., Брагин В.Ю. Палеомагнетизм траппов архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (9), с. 1445—1468, doi: 10.15372/GiG20180910.

Абашев В.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Брагин В.Ю. Особенности формирования вулканической провинции архипелага Земля Франца-Иосифа (Северный Ледовитый океан): оценка направления движения расплава по результатам изучения анизотропии магнитной восприимчивости // ДАН, 2019, т. 486, № 2, с. 197—201, doi: 10.31857/S0869-56524862197-201.

Абашев В.В., Метелкин Д.В., Верниковский Д.В., Васюкова Е.А., Михальцов Н.Э. Раннемеловой возраст базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа: соответствие новых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и палеомагнитных данных // ДАН, 2020, т. 493, № 1, с. 16—20, doi: 10.31857/S2686739720070038.

Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К. Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным) // Геотектоника, 1996, № 4, с. 58—76.

Баренцевская шельфовая плита / Ред. И.С. Грамберг. Л., Недра, 1988, 263 с.

Басов В.А., Василенко Л.В., Вискунова К.Г., Кораго Е.А., Корчинская М.В., Куприянова Н.В., Пovyшева Л.Г., Преображенская Э.Н., Пчелина Т.М., Столбов Н.М., Суворова Е.Б., Супруненко О.И., Сулова В.В., Устинов Н.В., Устрицкий В.И., Фефилова Л.А. Эволюция обстановок осадконакопления Баренцево-Северо-Карского палеобассейна в фанерозое // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2009а, т. 4, № 1, с. 1—44.

Басов В.А., Никитенко Б.Л., Куприянова Н.В. Стратиграфия и микрофауна (фораминиферы и остракоды) нижней и средней юры Баренцевоморского шельфа // Геология и геофизика, 2009б, т. 50 (5), с. 525—549.

Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В. Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // ДАН, 1997, т. 357, № 4, с. 511—515.

Верниковский В.А., Неймарк Л.А., Пономарчук В.А., Верниковская А.Е., Киреев А.Д., Кузьмин Д.С. Геохимия и возраст коллизионных гранитоидов и метаморфитов Карского микроконтинента (Северный Таймыр) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (12), с. 50—64.

Верниковский В.А., Ковач В.П., Котов А.Б., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. Источники гранитоидов и этапы формирования континентальной коры Таймырской складчатой области // *Геохимия*, 1999, № 6, с. 563—573.

Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б. Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике // *ДАН*, 2011, т. 436, № 5, с. 647—653.

Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // *Геология и геофизика*, 2013а, т. 54 (8), с. 1083—1107.

Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Толмачева Т.Ю., Малышев Н.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Матушкин Н.Ю. К проблеме палеотектонических реконструкций в Арктике и тектоническом единстве террейна Новосибирских островов: новые палеомагнитные и палеонтологические данные // *ДАН*, 2013б, т. 451, № 4, с. 423—429, doi: 10.7868/S0869565213220234.

Галле И., Павлов В.Э. Три режима работы геодинамо // *Физика Земли*, 2016, № 2, с. 148—153. doi: 10.7868/S0002333716020046.

Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 1. Арктические моря / Под ред. И.С. Грамберга, В.Л. Иванова, Ю.Е. Погребницкого. СПб, ВСЕГЕИ, 2004, 468 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (новая серия). Лист U-37-40, Земля Франца-Иосифа (северные острова) / Объяснительная записка. Ред. А.А. Макарьев. СПб, Картфабрика ВСЕГЕИ, 2006, 272 с.

Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г., Шеходанов В.А., Армишев А.М. Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // *Советская геология*, 1985, № 1, с. 95—98.

Грачев А.Ф. Новый взгляд на природу магматизма Земля Франца-Иосифа // *Физика Земли*, 2001, № 9, с. 49—61.

Грачев А.Ф., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Мусатов Е.Е., Столбов Н.М. Новые данные о возрасте базальтов Земли Франца-Иосифа // *Российский журнал наук о Земле*, 2001, т. 3, № 1, с. 91—95.

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. О возможной причине квазипериодических колебаний частоты геомагнитных инверсий и величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных породах в фанерозое // *Геология и геофизика*, 2011, т. 52 (12), с. 1945—1956.

Диденко А.Н. Анализ мезозойско-кайнозойских палеомагнитных полюсов и траектория кажущейся миграции полюса Сибири // *Физика Земли*, 2015, № 5, с. 65—79, doi: 10.7868/S000233371505004X.

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.

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.

Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Василевский А.Н. Характерные свойства магнитного и гравитационного полей Земли, взаимосвязанные с глобальной и региональной тектоникой // *Геология и геофизика*, 2021, т. 62, (1), с. 10—30, doi: 10.15372/GiG2020181.

Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // *Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов*. М., Наука, 1987, с. 31—57.

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.

Комарницкий В.М., Шипилов Э.В. Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // *ДАН*, 1991, т. 320, № 5, с. 1203—1206.

Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н. Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северо-Карского региона). СПб, ВНИИОкеангеологии, 2005, 225 с.

Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Ильин В.Ф., Павлов Л.Г. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли / Ред. Ю.Е. Погребницкий. СПб, Недра, 1992, 196 с.

Кораго Е.А., Евдокимов А.Н., Столбов Н.М. Позднемезозойский и кайнозойский базитовый магматизм северо-запада континентальной окраины Евразии. СПб, Труды ВНИИОкеангеология, 2010, т. 215, 174 с.

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

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.

Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Верниковский В.А., Джи Д., Торсвик Т. Первые палеомагнитные данные по раннему палеозою архипелага Северная Земля и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1816—1820.

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.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Толмачева Т.Ю., Матушкин Н.Ю., Жданова А.И. Первые палеомагнитные данные для раннепалеозойских отложений Новосибирских островов (Восточно-Сибирское море): к вопросу формирования Южно-Ануйской сутуры и тектонической реконструкции Арктиды // Литосфера, 2014, № 3, с. 11—31.

Метелкин Д.В., Лавренчук А.В., Михальцов Н.Э. О возможности записи инверсии геомагнитного поля в долеритовых силлах Норильского района: результаты математического моделирования // Физика Земли, 2019, № 6, с. 24—33, doi: 10.31857/S0002-33372019624-33.

Метелкин Д.В., Абашев В.В., Верниковский В.А., Михальцов Н.Э. Палеомагнитное обоснование стационарности Исландского плюма и его раннемелового проявления в Высокоширотной Арктике // ДАН, Науки о Земле, 2021, т. 501, № 2, с. 139—144.

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, doi: 10.7868/S0869565216360172.

Пискарев А.Л., Хойнман 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.

Пискарев А.Л., Киреев А.А., Савин В.А., Смирнов О.Е. Блоковое строение земной коры и ареалы осадконакопления в северо-восточной части Баренцева моря // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (7), с. 1000—1013, doi: 10.15372/GiG20180706.

Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 28—39.

Пуцаровский Ю.М. Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника, 1976, № 2, с. 3—14.

Репин Ю.С. Аммонитовые зоны юры о. Гукера (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН, 1999, т. 367, № 3, с. 389—393.

Середкина А.И., Филиппов С.В. Глубины залегания магнитных источников в Арктике и их связь с параметрами литосферы // Геология и геофизика, 2021, т. 62 (7), с. 902—916, doi: 10.15372/GiG2020162.

Симонов В.А., Карякин Ю.В., Котляров А.В. Физико-химические условия базальтового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа // Геохимия, 2019, т. 64, № 7, с. 700—725, doi: 10.31857/S0016-7525647700-725.

Старцева К.Ф., Никишин А.М., Малышев Н.А., Никишин В.А., Валюшева А.А. Геологическая и геодинамическая реконструкция Восточно-Баренцевского мегабассейна на основе анализа регионального сейсмического профиля 4-AP // Геотектоника, 2017, № 4, с. 51—67.

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.

Столбов Н.М., Устинов Н.В., Голубкова Е.Ю. Какого возраста отложения складчатого фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа? // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология, 2006, с. 145—148. (Тр. НИИГА—ВНИИОкеангеология). т. 210, вып. 6.

Суворова Е.Б., Столбов Н.М., Скворцов Е.Г. Новые данные по морской юре островов Гукера и Скотт-Келти (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // *Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики*. Вып. 8. М., ГЕОС, 2008, с. 349—353.

Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В., Андреичев В.Л. Возраст траппов Земли Франца-Иосифа // *ДАН*, 1982, т. 266, № 4, с. 965—969.

Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России, м-б 1:2 500 000). Объяснительная записка / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М., Институт литосферы РАН, 1996, 94 с.

Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири, м-б 1:2 500 000. Объяснительная записка / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М., Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998, 127 с.

Тектоническая карта Арктики / Под ред. О.В. Петрова, М. Пубелье (ВСЕГЕИ/CGMW). СПб, ВСЕГЕИ, 2019, 72 с.

Тимофеев В.Ю., Казанский А.Ю., Ардюков Д.Г., Метелкин Д.В., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В., Гильманова Г.З. О параметрах вращения Сибирского домена и его восточного обрамления в различные геологические эпохи // *Тихоокеанская геология*, 2011, т. 30, № 4, с. 21—31.

Филатова Н.И., Хаин В.Е. Структуры Центральной Арктики и их связь с мезозойским Арктическим плюмом // *Геотектоника*, 2009, № 6, с. 24—51.

Чернова А.И., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю. Причины мелового перемагничивания на юго-западной периферии архипелага Новосибирские острова // *ДАН*, 2018, т. 481, № 1, с. 61—66, doi: 10.31857/S086956520000053-1.

Чернова А.И., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Верниковский В.А., Травин А.В. Геологическое строение и палеомагнетизм острова Жаннетты (архипелаг Де-Лонга, Восточная Арктика) // *Геология и геофизика*, 2017, т. 58 (9), с. 1261—1280, doi: 10.15372/GiG20170901.

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, doi: 10.15372/GiG20161202.

Шипилов Э.В., Сенин Б.В. Глубинная структура дна Баренцева моря // *Геотектоника*, 1988, № 76, с. 96—100.

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. Баренцевоморская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 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, doi: 10.7868/S0869565214210233.

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.

Butler R.F. *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 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, doi: 10.1017/S0016756813000162.

Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1977, v. 13, p. 260—267, doi: 10.1016/0031-9201(77)90108-X.

Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A. Mantle plumes and their geological manifestations // *Int. Geol. Rev.*, 2001, v. 43, p. 771—787, doi: 10.1080/00206810109465047.

Domeier M. A plate tectonic scenario for the Iapetus and Rheic Oceans // *Gondwana Res.*, 2016, v. 36, p. 275—295, doi: 10.1016/j.gr.2015.08.003.

Drachev S.S. Tectonic setting, structure and petroleum geology of the Siberian Arctic offshore sedimentary basins // *Geol. Soc. London Mem.*, 2011, v. 35, p. 369—394, doi: 10.1144/M35.25.

Drachev S.S. Fold belts and sedimentary basins of the Eurasian Arctic // *Arktos*, 2016, v. 2 (21), doi: 10.1007/s41063-015-0014-8.

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, doi: 10.1029/2001JB000486.

- Ernst R.E.** Large Igneous Provinces. Cambridge, Cambridge University Press, 2014, 653 p., doi: 10.1017/CBO9781139025300.
- Gaina C., Medvedev S., Torsvik T.H., Koulakov I., Werner S.C.** 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.
- Gee D.G., Bogolepova O.K., Lorenz H.** The Timanide, Caledonide and Uralide orogens in the Eurasian high Arctic, and relationships to the palaeo-continents Laurentia, Baltica and Siberia // *Geol. Soc. London Mem.*, 2006, v. 32, p. 507—520, doi: 10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.31.
- Golonka J., Bocharova N.Y., Ford D., Edrich M.E., Bednarczyk J., Wildharber J.** Paleogeographic reconstructions and basins development of the Arctic // *Mar. Petrol. Geol.*, 2003, v. 20 (3—4), p. 211—248, doi: 10.1016/S0264-8172(03)00043-6.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.** The Geologic Time Scale. Amsterdam, Elsevier, 2012, 1144 p.
- Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L., Srivastava S.P.** Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic ocean // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1998, v. 110 (6), p. 801—820, doi: 10.1130/0016-7606(1998)110b0801:PSONR MN2.3.CO;2.
- Halvorsen E.** A paleomagnetic pole position of Late Jurassic/Early Cretaceous dolerites from Hinlopenstretet, Svalbard, and its tectonic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1989, v. 94, p. 398—408, doi: 10.1016/0012-821X(89)90156-8.
- 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, doi: 10.2113/econgeo.109.2.281.
- Konrad K., Koppers A.A.P., Balbas A.M., Miggins D.P., Heaton D.E.** Dating clinopyroxene phenocrysts in submarine basalts using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2019, v. 20, p. 1041—1053, doi: 10.1029/2018GC007697.
- Krumsiek K., Nagel J., Nairn A.E.M.** Record of palaeomagnetic measurements on some igneous rocks from the Isfjorden region, Spitsbergen // *Norsk Polarinstitutt Årbok*, 1968, p. 76—83.
- 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, doi: 10.1016/j.earscirev.2010.06.004.
- Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Hertseva M.V., Andreichev V.L.** Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano-plutonic associations of the Timanides and northern Pre-Uralides, northeast part of the East European Craton // *Gondwana Res.*, 2007, v. 12, p. 305—323, doi: 10.1016/j.gr.2006.10.021.
- Lawver L.A., Müller D.** Iceland hotspot track // *Geology*, 1994, v. 22, p. 311—314, doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<0311:IHT>2.3.CO;2.
- Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M.** Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // *Geol. Soc. Am. Bull., Spec. Pap.*, 2002, v. 360, p. 337—362, doi: 10.1130/0-8137-2360-4.333.
- Lundin E.R., Doré A.G.** Fixity of the Iceland «hotspot» on the Mid-Atlantic Ridge: Observational evidence, mechanisms, and implications for Atlantic volcanic margins // *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 2005, v. 388, p. 627—651, doi: 10.1130/0-8137-2388-4.627.
- McFadden P.L.** Testing a paleomagnetic study for the averaging of secular variation // *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 1980, v. 61, p. 183—192, doi: 10.1111/j.1365-246X.1980.tb04312.x.
- Merrill R.T., McElchinnny 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., Bogolepova O.K., Gubanov A.P.** Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: paleomagnetism, paleogeography and tectonics // *Tectonophysics*, 2005, v. 398 (3—4), p. 225—243, doi: 10.1016/j.tecto.2005.02.008.
- 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 (2—3), p. 400—419, doi: 10.1016/j.gr.2009.12.008.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu.** Arctida between Rodinia and Pangea // *Precambrian Res.*, 2015, v. 259, p. 114—129, doi: 10.1016/j.precamres.2014.09.013.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Tolmacheva T.Yu., Matushkin N.Yu., Zhdanova A.I., Pisarevsky S.A.** First paleomagnetic data for the New Siberian Islands: Implications for Arctic paleogeography // *Gondwana Res.*, 2016, v. 37, p. 308—323, doi: 10.1016/j.gr.2015.08.008.
- Miller E.L., Meisling K.E., Akinin V.V., Brumley K., Coakley B.J., Gottlieb E.S., Hoiland C.W., O'Brien T.M., Soboleva A., Toro J.** Circum-Arctic Lithosphere Evolution (CALE) Transect C: displacement

of the Arctic Alaska–Chukotka microplate towards the Pacific during opening of the Amerasia Basin of the Arctic // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 2018, v. 460, p. 57–120, doi: 10.1144/SP460.9.

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, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05258.x.

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

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloeting S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A. Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimov I.V. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // *Tectonophysics*, 1996, v. 268 (1–4), p. 23–63, doi: 10.1016/S0040-1951(96)00228-4.

Ntafflos Th., Richter W. Geochemical constraints on the origin of the continental flood basalt magmatism in Franz Josef Land, Arctic Russia // *Eur. J. Mineral.*, 2003, v. 15 (4), p. 649–663, doi: 10.1127/0935-1221/2003/0015-0649.

Pease V., Scott R.A. Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Palaeozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr // *J. Geol. Soc. (London U.K.)*, 2009, v. 166, p. 517–527, doi: 10.1144/0016-76492008-093.

Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. Arctic lithosphere — A review // *Tectonophysics*, 2014, v. 628, p. 1–25, doi: 10.1016/j.tecto.2014.05.033.

Polteau S., Hendriks B.W.H., Planke S., Ganerød M., Corfu F., Faleide J.I., Midtkandal I., Svensen H.S., Myklebust R. The Early Cretaceous Barents Sea Sill Complex: Distribution, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, and implications for carbon gas formation // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2016, v. 441, p. 83–95, doi: 10.1016/j.palaeo.2015.07.007.

Seton M., Müller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandle M. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // *Earth Sci. Rev.*, 2012, v. 113, p. 212–270, doi: 10.1016/j.earscirev.2012.03.002.

Torsvik T.H., Müller R.D., Van der Voo R., Steinberger B., Gaina C. Global plate motion frames: toward a unified model // *Rev. Geophys.*, 2008, v. 46 (3), p. 1–44, doi: 10.1029/2007RG000227.

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, palaeogeography and dynamics // *Earth Sci. Rev.*, 2012, v. 114, p. 325–368, doi: 10.1016/j.earscirev.2012.06.007.

Vernikovskiy V.A., Shemin G.G., Deev E.V., Metelkin D.V., Matushkin N.Y., Pervukhina N.V. Geodynamics and oil and gas potential of the Yenisei-Khatanga basin (Polar Siberia) // *Minerals*, 2018, v. 8, 510, doi:10.3390/min8110510.

Vincenz S.A., Jelenska M. Paleomagnetic investigations of Mesozoic and Paleozoic rocks from Svalbard // *Tectonophysics*, 1985, v. 114, p. 163–180, doi: 10.1016/0040-1951(85)90011-3.

Walker J.D., Geissman J.W., Bowring S.A., Babcock L.E. The Geological Society of America Geologic Time Scale // *GSA Bull.*, 2013, v. 125 (3–4), p. 259–272, doi: 10.1130/B30712.1.

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.

Yudin D., Murzintsev N., Travin A., Alifirova T., Zhimulev E., Novikova S. Studying the stability of the K/Ar isotopic system of phlogopites in conditions of high T , P : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, laboratory experiment, numerical simulation // *Minerals*, 2021, v. 11 (192), doi: /10.3390/min11020192.

Zhao D. Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 192, p. 251–265, doi: 10.1016/S0012-821X(01)00465-4.

*Поступила в редакцию 4 октября 2021 г.,
принята в печать 4 ноября 2021 г.*