

УДК 550.384.551.8

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ, СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ ПО НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИМ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫМ ОТЛОЖЕНИЯМ СИБИРИ: НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ПРОБЛЕМУ НИЗКОШИРОТНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

© 2019 г. А. В. Шацилло^{1*}, С. В. Рудько^{2,3}, И. В. Латышева^{2,4},
Д. В. Рудько¹, И. В. Федюкин¹, С. В. Малышев⁵

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

²Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

⁴Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

⁵Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: shatsillo@gmail.com

Поступила в редакцию 13.06.2018 г.

Принята в печать 25.03.2019 г.

Проведено палео- и петромагнитное, седиментологическое и изотопно-геохимическое исследование карбонатной пачки ничатской свиты позднего неопротерозоя (Сибирская платформа, западный склон Алданского щита), заключенной внутри ледниковых отложений, соответствующих гипотетическому событию тотального оледенения «Snowball Earth». На основании седиментологических, петромагнитных и геохимических признаков установлено, что отложения этой пачки имеют сезонную слоистость типа варвов и по нашим оценкам накапливались не более 13 тыс. лет. Детальные палеомагнитные данные, полученные для докембрийских варвов, позволили сделать вывод о линейном тренде в распределении виртуальных геомагнитных полюсов и связать его с особенностью вековых вариаций геомагнитного поля ничатского времени. Палеомагнитная запись в перигляциальных отложениях ничатской свиты указывает на их накопление вблизи экватора, что могло бы рассматриваться как довод в пользу гипотезы «Snowball Earth». Однако отсутствие годовых колебаний температуры в пределах экваториального пояса практически исключает возможность формирования сезонных отложений в низких широтах, а в условиях, близких к тотальному оледенению, такая возможность исключена полностью. Противоречие палеоклиматических и палеомагнитных данных не находит объяснений в рамках актуалистической модели геомагнитного поля. Особенности палеомагнитной записи в ничатской свите, схожие с записью поля во время инверсии, позволяют предполагать, что геомагнитное поле неопротерозоя могло определяться ощутимым вкладом низкоширотной неаксиально-дипольной составляющей. Такой особенностью неопротерозойского геомагнитного поля можно объяснить весь массив мировых палеомагнитных данных, предполагающих низкоширотные оледенения неопротерозоя.

Ключевые слова: Сибирская платформа, палеомагнетизм, вековые вариации, экваториальный диполь, инверсии, LLSVP, неопротерозой, варвы, оледенения, гипотеза «Snowball Earth».

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-33372019634-58>

ВВЕДЕНИЕ

Палеомагнитные данные по ледниковым отложениям представляют большой интерес для изучения палеоклимата, поскольку позволяют дать оценку широтного положения оледенений прошлого и оценить их масштабы. Палеомагнитные данные, полученные в 80–90-х годах

прошлого столетия [Embleton, Williams, 1986; Park, 1997; и др.] и неоднократно полученные впоследствии (см. сводку в работе [Evans, Raub, 2011]) для стратиграфически связанных с тиллитами отложений неопротерозоя, указывают на приэкваториальные широты проявления покровных оледенений. В результате поиска

решения проблемы существования мощных ледниковых отложений в тропическом поясе, наиболее жизнеспособной и популярной оказалась гипотеза «Snowball Earth» (Земля-снежок) [Kirschvink, 1992; Hoffman, Schrag, 2002]. Согласно этой гипотезе во время некоторых неопротерозойских оледенений (Стерт, Марино), вся планета, включая океаны, полностью покрывалась льдом от полюса до экватора, такое состояние было устойчивым на протяжении миллионов лет. Замороженное состояние планеты поддерживалось высоким альбедо «белой» Земли, а ее дальнейшее размораживание было связано с повышением концентрации вулканических газов в атмосфере и возникновением невероятно сильного парникового эффекта.

Несмотря на свидетельства того, что гидросфера Земли оставалась открытой во время накопления неопротерозойских ледниковых отложений [Allen, Etienne, 2008; Prave et al., 2016], а также на присутствие эпизодов межледниковий, опровергающих тезис о непрерывном оледенении [Чумаков, 2015] и не подтвердившихся расчетов высокой концентрации парниковых газов в постледниковых карбонатных слоях [Sansjofre et al., 2011], гипотеза «Snowball Earth» обретает все большую популярность и рассматривается сейчас, по сути, как парадигма, что, в частности, находит свое отражение даже в международной шкале геологического времени [Ogg et al., 2016].

Как отмечалось, основа гипотезы «Snowball Earth» – палеомагнитные данные. В то же время было замечено, что имеющиеся наборы палеомагнитных данных по неопротерозою – раннему кембрию [Meert, Van der Voo, 2001; Павлов и др., 2004; 2018; Shatsillo et al., 2005; Abrajevitch, Van der Voo, 2010; Levashova et al., 2015; и мн. др.] «не поддаются» интерпретации в рамках актуалистической модели поля (т. е. в рамках гипотезы Центрального Осевого Диполя – GAD). Ярким примером может служить присутствие в близковозрастных и тектонически единых объектах совершенно не согласующихся палеомагнитных направлений, существование которых нельзя объяснить перемагничиванием или какими-то другими наложенными факторами. Этот феномен, в свою очередь, послужил основой для выдвижения ряда гипотез, пытающихся объяснить данное явление либо с позиций истинного смещения полюса (TPW) [Kirschvink et al., 1997], либо с позиций аномального поведения геомагнитного поля [Павлов и др., 2004; Shatsillo et al., 2005; Abrajevitch, Van der Voo, 2010]. В свете ска-

занного, очевидно, что проблема тотальных оледенений неопротерозоя далека от решения.

В этой статье мы впервые представляем палеомагнитные данные, которые указывают на экваториальное положение ледниковых отложений неопротерозоя Сибири. Данные, полученные в результате комплексных литологических и петромагнитных исследований перигляциальной пачки «ледниковой» ничатской свиты, позволяют заключить, что изученные отложения имеют сезонную природу и представляют собой варвы, накопление которых невозможно в экваториальных широтах и невозможно в условиях тотального оледенения, предполагаемого для неопротерозоя сторонниками гипотезы «Snowball Earth». Полученные результаты «ребром» ставят вопрос о возможности применения актуалистической модели поля (гипотезы Центрального Осевого Диполя) применительно к неопротерозойскому времени, т. е. об адекватности палеогеографических построений и палеоклиматических моделей, базирующихся на палеомагнитных данных для этого времени.

СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА РАБОТ И ОБЪЕКТЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом настоящего исследования является двухметровая пачка тонкослоистых доломитов, обнаженная на р. Мокрый Кумах-Улах среди ледниковых отложений ничатской свиты. Отложения ничатской свиты слагают основание дальнетайгинской серии в пределах западного склона Алданского щита. Они залегают с размывом и угловым несогласием на породах баллаганахской серии и более древних образованиях, последовательно срезая их в направлении с запада на восток от Лонгдорского поднятия до долины р. Чара, где они ложатся уже на породы раннекембрийского фундамента Сибирской платформы [Геологическая..., 1976]. Разрезы ничатской свиты изученного участка, равно как и перекрывающие их неопротерозойские терригенно-карбонатные последовательности дальнетайгинской серии (рис. 1), практически не деформированы и образуют наклоненную к северо-западу моноклинали, с падениями в первые градусы.

Ледниковые отложения ничатской свиты и ее стратиграфических аналогов, выделяемых в Среднесибирский гляциогоризонт, относят к венду и сопоставляют с глобальным оледенением Марино (~ 650–635 млн лет) [Чумаков, 2015 и ссылки в этой работе; Bao et al., 2018].

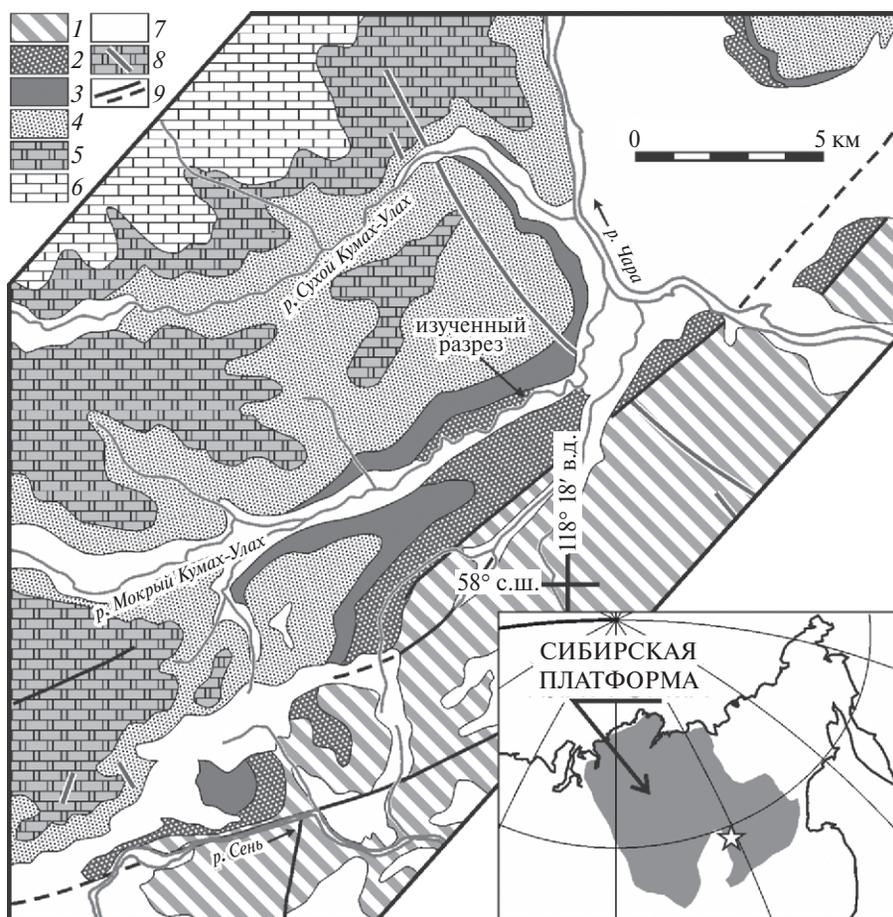


Рис 1. Геологическая схема района работ: 1 – раннекембрийские комплексы кристаллического фундамента Сибирской платформы; неопротерозойские осадочные толщи; 2–5 – дальнетайгинская серия (2 – ничатская и 3 – кумах-улахская свиты, 4 – нижняя и 5 – верхняя подсвиты сеньской свиты); 6 – торгинская свита жуинской серии; 7 – четвертичные аллювиальные и ледниковые отложения; 8 – дайки габброидов; 9 – разломы достоверные и предполагаемые. Звездочка на врезке – положение района работ, GPS-координаты разреза: 58.04270° с. ш., 118.24381° в. д. Схема составлена на основе ГГК-200.

Вендский возраст Среднесибирского гляциогоризонта обоснован вполне надежно находками микро- и макрофоссилий [Sergeev et al., 2011; Леонов, Рудько, 2012], корреляцией изотопных аномалий углерода [Покровский и др., 2006; Покровский, Буякайте, 2015] и геохронологическими ограничениями возраста верхней части дальнетайгинской серии [Powerman et al., 2015]. В то же время, детальные изотопно-геохимические данные по изотопному составу углерода [Рудько и др., 2017], полученные по разрезам дальнетайгинской серии Уринского поднятия, допускают более молодой возраст Среднесибирского гляциогоризонта и его соответствие оледенению Гаскье (~ 580 млн лет).

Описание разреза ничатской свиты по р. Мокрый Кумах-Улах приведено в работе [Чумаков, Керницкий, 2016]. Представленные здесь

отложения (рис. 2) характеризуются чередованием очень плохосортированных диамиктитов, которые содержат почти неокатанные обломки с ледниковой штриховкой, тонкослоистых алевродоломитов и глинистых сланцев с друпстоунами. В совокупности эти породы вполне надежно диагностируются как акватиллиты, то есть как отложения, накопившиеся на шельфе, в основном в результате вытаивания ледникового материала из шельфового ледника либо плавучих шельфовых льдов и/или айсбергов [Чумаков, Керницкий, 2016]. Изученные в этой работе алевродоломиты, мощностью 1.5 м, имеют зеленовато-серую окраску как вверх, так и вниз по разрезу; они быстро сменяются косослоистыми алевропесчаниками с эрозионными подошвами, а затем акватиллитами.

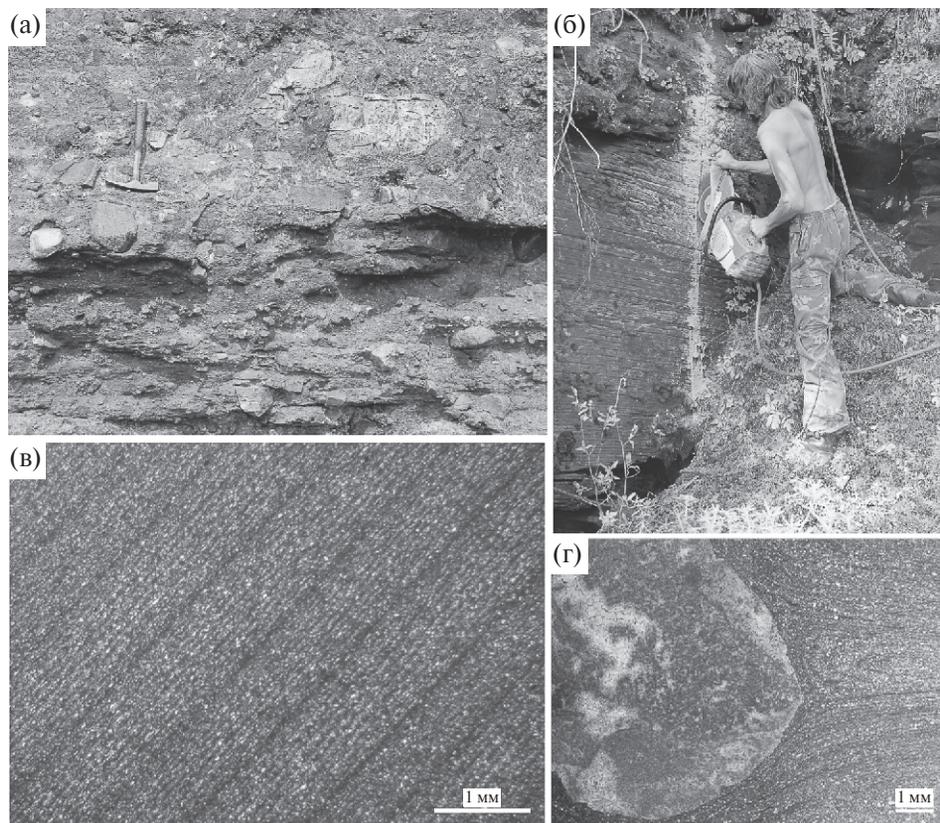


Рис 2. Фотоизображения пород ничатской свиты в разрезе по р. Мокрый Кумах-Улах: (а) – плохосортированные диамиктиты (тиллиты) основания разреза; (б) – изученная пачка тонкослоистых алевродоломитов (отбор сплошной пробы); (в) – фото шлифа тонкослоистых алевродоломитов с выраженной 11-летней цикличностью; (г) – фото шлифа тонкослоистых алевродоломитов с дропстоуном.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика пробоотбора

Для лабораторных исследований был выполнен сплошной послойный отбор профиля пачки алевродоломитов с использованием бензореза (Stihl TS420) с сегментированным алмазным диском, охлаждаемым водой. В субвертикальном скальном уступе (рис. 2) были сделаны два параллельных реза, глубиной 5–10 см, нормальные к слоистости и расположенные в ~ 5 см друг от друга, далее образцы вырубались по слоистости с помощью зубила и молотка снизу вверх по разрезу. Для ориентировки образцов в пространстве использовалась плоскость реза, в которую помещалась специальная вставка-площадка, по которой с помощью магнитного компаса ГК-2 определялся азимут реза (нормальный к слоистости). Таким образом, профиль был ориентирован в древней системе координат. Поправка на наклон толщи (Аз. Пд. = 11 уг. Пд = 9) использовалась для приведения образцов к современной системе координат.

Общая мощность профиля составила 147 см и включала 100 стратиграфических уровней (мощностью от 3 до 22 мм), охватывающих весь опробованный интервал.

Литологические и изотопно-геохимические исследования проводились с целью определения природы и возраста карбонатных слоев в составе ледниковых отложений ничатской свиты. Для интерпретации палеомагнитного сигнала интерес представляли также механизм и скорость их накопления. Для литологических исследований из сплошной пробы через каждые 5 см по разрезу были изучены шлифы. В 5 образцах, равномерно распределенных по разрезу, был выполнен химический анализ карбонатов и изучен их изотопный состав Sr. Микроскопические исследования и химический анализ выполнялись в ГИН РАН (Москва).

Определение изотопного состава Sr выполнено в ИГГД РАН (Санкт-Петербург). Пробоподготовка образцов включала предварительную обработку навески массой около 50 мг в 1 N HCl при

комнатной температуре в течение суток, нерастворимый остаток отделялся центрифугированием. Выделение Sr проводилось ионообменным методом с катионитом Dowex AG50 Wx8. Концентрации изотопов Sr измерялись на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование стронция производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$. Нормализованные отношения приводились к значению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$ в международном изотопном стандарте NBS-987.

Палео- и петромагнитные исследования

Для определения состава и морфологии магнитных минералов был выполнен комплекс исследований, включавших: 1) термомагнитный анализ – зависимость магнитной восприимчивости от температуры и анализ Лоури (отметим, что все термомагнитные эксперименты в высоких полях оказались неинформативными в связи с сильным вкладом парамагнитной составляющей); 2) изотермическое намагничивание в полях до 1.7 Тл; 3) сканирующую электронную микроскопию (SEM) и микрозондовый анализ магнитного сепарата и 4) оптическую микроскопию. Для всех стратиграфических уровней были измерены величины магнитной восприимчивости (k), а также изотермической остаточной намагниченности (IRM).

При палеомагнитных исследованиях применялась температурная магнитная чистка, чистка переменным магнитным полем и комбинированная чистка. Палео-, петро- и термомагнитные исследования выполнялись в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН (Москва); микрозондовые и SEM исследования магнитного сепарата выполнялись в Междисциплинарном центре «Аналитическая микроскопия» КФУ (Казань). Чистка переменным магнитным полем и замеры естественной остаточной намагниченности проводились на криогенном магнитометре 2G-Enterprises, оснащенный системой автоматической подачи образцов и встроенным устройством размагничивания переменным полем (AF-демагнетайзером), температурная чистка проводилась в немагнитной печи MMTD80, все приборы помещены в немагнитную комнату. При компонентном анализе использовался пакет палеомагнитных программ Р. Энкина. IRM создавалась на импульсном магнетайзере ASC IM-100 в поле 1.7 Тл. Величина IRM измерялась на магнитометре JR-6 (Agico). Для определения

вклада магнитожесткой «гематитовой» (IRM_{hmt}) фазы, образцы с созданной IRM размагничивались переменным полем 40 мТл, вклад магнитомягкой «магнетитовой» фазы определялся как $\text{IRM}_{\text{mgt}} = \text{IRM} - \text{IRM}_{\text{hmt}}$. Размагничивание переменным полем образцов с созданной IRM выполнялось на установке ARM magnetizer model 615 (2G-Enterprises). При анализе Лоури для размагничивания образцов использовался 3-х компонентный магнитометр конструкции ГО Борок, позволяющий снимать кривые непрерывного нагрева.

При оценке занижения наклона использовался следующий алгоритм, предложенный авторами: 1) наклона по образцам пересчитывались по правилу Кинга [King, 1955], для различных коэффициентов занижения наклона « f » с шагом 0.01; 2) скорректированные палеомагнитные направления пересчитывались в виртуальные геомагнитные полюсы (VGP) на координаты района работ; 3) через скорректированные выборки VGP проводились большие круги; 4) в качестве коэффициента занижения наклона принималось то значение « f », при котором нормаль к большому кругу, аппроксимирующему распределение VGP, резко меняла азимут (в сравнении с азимутами нормалей при меньших поправках), что определяло приближенные распределения VGP к круговому.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Литологическая характеристика, механизм и условия формирования доломитов

Алевродоломиты имеют светло-серую зеленоватую окраску, при макроскопических наблюдениях они характеризуются очень тонкой плоско-параллельной слоистостью. В средней части пачки наблюдается уровень, насыщенный крупными (до 1 см) карбонатными и гранитными обломками, а также комковатыми сгустками песчано-алевролитового материала, хаотично рассеянными в тонкослоистой матрице.

При микроскопическом изучении установлено, что слоистость породы обусловлена чередованием относительно светлых и темных, очень ровных и выдержанных параллельных друг другу горизонтальных слоев, образующих ритм (рис. 2в). Толщина светлых слоев варьирует от 0.05 (1–2 диаметра зерен микроспарита) до 0.5 мм, но они всегда имеют большую толщину, чем соседние темные слои. Светлые слои состоят из микроспаритовых зерен доломита и насыщены терригенной примесью алевритовой

размерности, в состав которой входит кварц, реже полевошпатовый шпат, рудный минерал и слюды, ориентированные по слоистости, градации зерен внутри слойки не наблюдается. По форме микроспаритовых выделений доломита можно предполагать, что они замещают терригенные зерна. Темные слойки всегда имеют почти одинаковую мощность от 0.03 до 0.05 мм и состоят из микритового доломита при незначительном участии алевроитовой примеси. Темный цвет слойки может быть обусловлен глинистой примесью, которая, однако, не идентифицируется при микроскопических исследованиях. Обычно описанные светлые и темные слойки имеют постепенные границы без признаков эрозии и не выклиниваются по латерали. Однако на отдельных уровнях (не более 15% от объема породы) ритм имеет косую конволюционную слоистость и может сменяться по латерали косослоистыми сериями или массивным алевродоломитом.

Описанные признаки ритмита с плоскопараллельной слоистостью исключают какие-либо механизмы формирования слойков, кроме выпадения осадка из условно неподвижной толщи воды по принципу «частица за частицей». При этом различия состава и мощности светлых и темных слойков должны быть обусловлены периодическим изменением условий среды седиментации, а наблюдаемая текстура может быть квалифицирована как сезонная слоистость карбонатно-терригенных варвов. Годовая природа слоистости подтверждается, в частности, изменчивой мощностью светлых слойков и независимой по отношению к ним толщиной темных слойков, что является типичным признаком варвов [Zolitschka et al., 2015; Schimmelmann et al., 2016] и связано с тем, что формирование темного и светлого слойки обусловлено независимыми и разделенными во времени процессами. Согласно нашей интерпретации светлые слойки формировались в результате сезонного увеличения количества терригенной взвеси в воде в результате таяния льдов. Темные микритовые слойки представляют собой результат фонового выпадения глинистых и карбонатных частиц. Карбонатные частицы могли образоваться биохемогенным или хемогенным путем в результате летнего увеличения температуры, приводившего к выпадению карбоната из перенасыщенного раствора в поверхностном слое при участии планктонных фотосинтезирующих цианобактерий или в их отсутствии. Доводом в пользу сезонной (годовой) природы слоистости являются зафиксированные в шлифах повторяющиеся циклы постепенного увеличения и уменьшения мощности светлых слойков с периодичностью в 10–13 пар

слойков (рис. 2в). Такой цикл близок к современному 11-летнему циклу Солнечной активности, который зачастую прослеживается в современных варвах (см. обзор в работе [Zolitschka et al., 2015]). Наконец, еще одним аргументом в пользу сезонной природы описанных ритмитов является наличие в их составе друпстоунов [Чумаков, Керницкий, 2016] и ледниковых пеллет, весьма типичных для перигляциальных варвов. Отметим, что наличие продуктов ледового разноса исключает возможность формирования ритмитов в эфемерно мелководных условиях, типа приливно-отливных равнин [Williams, 1998]. Друпстоуны и пеллеты представляют собой, соответственно, обломки и сгустки песчано-алевритового материала, которые могут более чем на три порядка превосходить по размеру зерна вмещающего осадка, они часто нарушают (продавливают) плоскопараллельную слоистость или погружены в слои с конволюционной слоистостью (рис. 2г). Всплеск в результате падения друпстоунов, по-видимому, вызывал пластические деформации и взмучивание ила с образованием конволюционной или массивной текстуры осадка на отдельных уровнях. Материал этих обломков представлен кристаллическими породами, зернами полевых шпатов и кварца, а также микробиальными карбонатными породами. Источником силикокластики, по-видимому, являются породы фундамента Сибирской платформы, а карбонатные обломки происходят из подстилающей Среднесибирский гляциогоризонт мариинской свиты. Повышенная концентрация ледниковых пеллет и крупных друпстоунов в средней части разреза, очевидно, отмечает эпизод усиления ледового разноса.

Петромагнитные характеристики разреза и их связь с палеоклиматом

Величина магнитной восприимчивости пород (k) имеет выдержанные значения ($\sim 100\text{--}200 \times E-6$ ед. СИ) и испытывает незначительные направленные флуктуации, увеличиваясь в нижней и верхней трети разреза и снижаясь в основании верхней и в средней части разреза, содержащей обильную примесь материала, поступавшего в результате ледового разноса (рис. 3). Подобным образом, но с большей амплитудой, изменяется величина изотермической остаточной намагниченности (IRM), отражающая концентрацию магнитных минералов в породе (рис. 3). Вклад магнитомягкой «магнетитовой» составляющей обнаруживает прямую корреляцию с вкладом магнито жесткой «гематитовой» составляющей IRM (коэффициент корреляции 0.76, рис. 3).

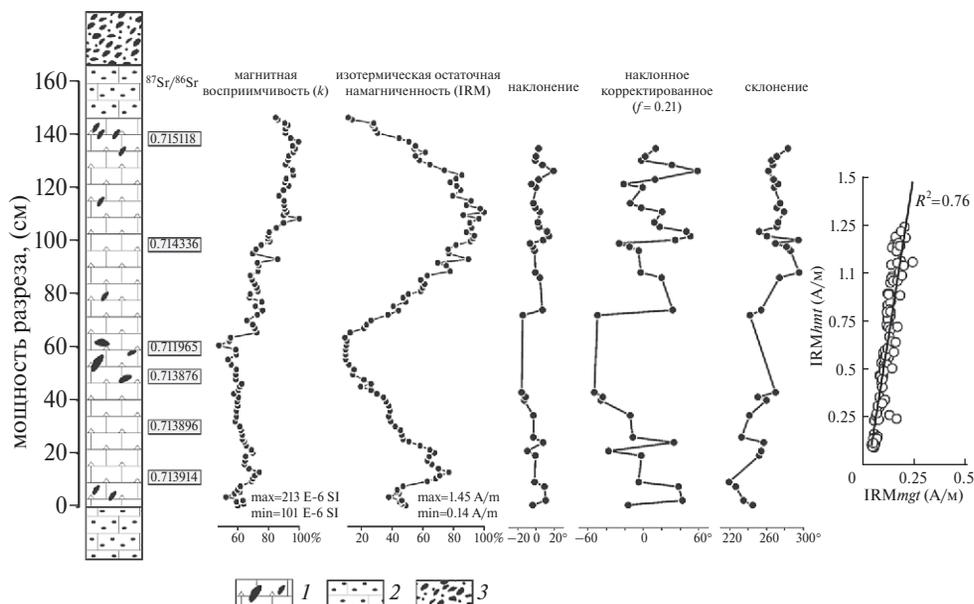


Рис 3. Литология, изотопный состав Sr, петромагнитные и палеомагнитные характеристики изученной карбонатной пачки ничатской свиты в разрезе р. Мокрый Кумах-Улах.

Легенда: 1 – алевродоломиты с друпстоунами, 2 – доломиты с песчаной примесью, 3 – диамиктиты. На графике справа: соотношение магнитомягкой «магнетитовой» (IRM_{mgt}) и магнито жесткой «гематитовой» (IRM_{hmt}) составляющих наведенной изотермической намагниченности по всем образцам изученного разреза. Значения намагниченности и магнитной восприимчивости нормированы на объем образцов, прочие пояснения в тексте.

Изучение четвертичных перигляциальных варвов показало, что в них нередко проявлены климатозависимые флуктуации величин k и IRM, которые обусловлены изменениями площади водосбора при наступлении/отступлении ледника [Nesje et al., 2001], концентрацией бактериального магнетита на фоне изменений биопродуктивности [Haltia-Novi et al., 2010] и/или периодическим усилением аноксии и восстановлением окислов железа в осадке [Asikainen et al., 2007]. По аналогии с современными обстановками мы полагаем, что изменение показателей k и IRM в исследуемом разрезе обусловлено флуктуациями палеоклимата. Это весьма убедительно подтверждается совпадением минимальных значений этих показателей с уровнями увеличения ледового разноса – то есть, приближения ледника и похолодания климата. Таким образом, комплекс литологических и петромагнитных наблюдений по алевродоломитам ничатской свиты находит полную аналогию с четвертичными перигляциальными варвами.

Расчет длительности формирования разреза

Постепенное и плавное изменение петромагнитных параметров k и IRM по разрезу, как и отсутствие крупных эрозионных поверхностей, является указанием на отсутствие крупных перерывов в изученной осадочной летописи, что

имеет значение при оценке длительности накопления изученной карбонатной пачки. На основании подсчета упорядоченных серий наиболее тонких годовых пар слоев, характеризующихся отчетливой 11-летней циклическостью (рис. 2в), может быть сделан приблизительный расчет максимального времени накопления всей изученной пачки, поскольку на других уровнях в силу усиления ледового разноса и увеличения мощности сезонных слоев скорость осадконакопления могла быть только выше. В соответствии с проведенными расчетами накопление изученного интервала разреза (147 см) должно было произойти не более чем за 13 тыс. лет. Полученная временная оценка согласуется с данными по межледниковьям плейстоцена, продолжительность которых варьирует от первых сотен до 14 тыс. лет [Rasmussen et al., 2014].

Изотопный состав Sr-карбонатных перигляциальных отложений

Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, измеренные в карбонатной составляющей шести образцов изученного разреза, представленной доломитом с примесью железа до 0.5%, изменяются от 0.711965 до 0.715118 (рис. 3). При этом минимальное значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которое резко отстоит от остальных измеренных по разрезу значений (0.713876–0.715118),

соответствует уровню, насыщенному карбонатными дробстоунами мариинской свиты, для которой получены существенно более низкие значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7078) [Антипин и др., 2015]. В связи с этим мы объясняем понижение величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в средней части разреза контаминацией карбонатных осадков ничатской свиты более древним карбонатным материалом. В целом полученные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ оказались выше ожидаемых для неопротерозойских морских карбонатов [Macdonald et al., 2013; и др.], что исключает возможность глобальной Sr-хемостратиграфической корреляции изученных отложений. В то же время, измеренные очень высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ близки к полученным по «венчающим карбонатам» Среднесибирского гляциогоризонта (0.7172) [Покровский и др., 2010] и осадкам некоторых современных перигляциальных озер в пределах древних кристаллических щитов [Фор, 1989]. Вслед за авторами работы [Покровский и др., 2010] (см. дискуссию в этой работе) мы полагаем, что высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ определяются формированием карбонатных отложений, расслаивающих и перекрывающих тиллиты, под сильным влиянием континентального стока в условиях полузамкнутого бассейна. Это, в свою очередь, хорошо согласуется с седиментологической «варвовой» моделью формирования слоистых алевродоломитов.

Состав магнитных минералов по данным сканирующей электронной микроскопии, микронзондовому и термомагнитному анализу

В составе магнитной фракции присутствуют зерна, представленные оксидами железа с незначительной примесью Ti (< 0.15 ат %), присутствующей в отдельных частицах, а также примесями Al, Sr и Mg (0.1–3.6 ат %). Морфологически частицы представлены обломками кристаллов и изометричными выделениями с размерностью в среднем от 10 до 60 и изредка до 130 мкм (рис. 4в), аналогичная размерность детритовых зерен рудных минералов наблюдается в шлифах (рис. 4г). Следует отметить, что спектр магнитных минералов, содержащихся в породе, вероятно, не исчерпывается составом выделенной магнитной фракции. В частности, при анализе шлифов, на пределе разрешающей способности оптического микроскопа, нами наблюдались рудные минералы, заключенные в частицах слюды, возможно, что слабомагнитный гематит был сепарирован лишь частично.

Кривые зависимости магнитной восприимчивости от температуры (k/T), полученные по протоочкам породы, демонстрируют присутствие магнетита и некоторого количества гематита, определяющегося на пределе приборной чувствительности. Кривые нормального намагничивания (рис. 4б) демонстрируют наличие в породе гематита (в полях 1.7 Тл насыщение не достигается) и, в отдельных случаях, магнетита, что выражается в резком росте намагниченности в полях до 0.1 Тл. Наличие гематита и магнетита выявляется анализом Лоури [Lowrie, 1990] (рис. 4а), присутствие в породах гематита не установлено. Присутствие гематита, также подчеркивается результатами магнитной чистки переменным полем, посредством которой удается снять не более 60 % (в среднем 20 %) естественной остаточной намагниченности, что указывает на наличие в породе высококоэрцитивных магнитных минералов. Изученные доломиты лишены красного оттенка, характерного для аутигенного или вторичного «пигментного» гематита и окрашены в серые тона. Этот факт, наряду с явным присутствием обломков рудных минералов, отмеченных в шлифах и в магнитной фракции, мы рассматриваем как косвенный довод в пользу того, что гематит, содержащийся в породе (в той или иной форме), имеет детритовое происхождение.

Серии последовательных нагревов (k/T), сделанных на одном образце (рис. 5), указывают, что вплоть до температур, близких к 580 °С, кривые нагрева–охлаждения обратимые, т. е. новообразований магнитных минералов не происходит. Это указывает на отсутствие в породе «нежелательных» для палеомагнитных исследований сульфидов железа, сидерита и, вероятно, маггемита. При этом, при прогревах выше 580 °С на кривых охлаждения фиксируется спад магнитной восприимчивости в высокотемпературном интервале и значительный ее рост при охлаждении ниже 580 °С. Анализ Лоури по образцам, нагретым до 700 °С, также показывает обильное образование магнетита. Мы объясняем этот эффект новообразованием магнетита за счет восстановления гематита в присутствии органического вещества [Hanesch et al., 2006]. Наличие в породе незначительного количества органического вещества (~ 0.1–0.2 мас. %) подтвердилось результатами пиролиза, выполненного по нескольким образцам.

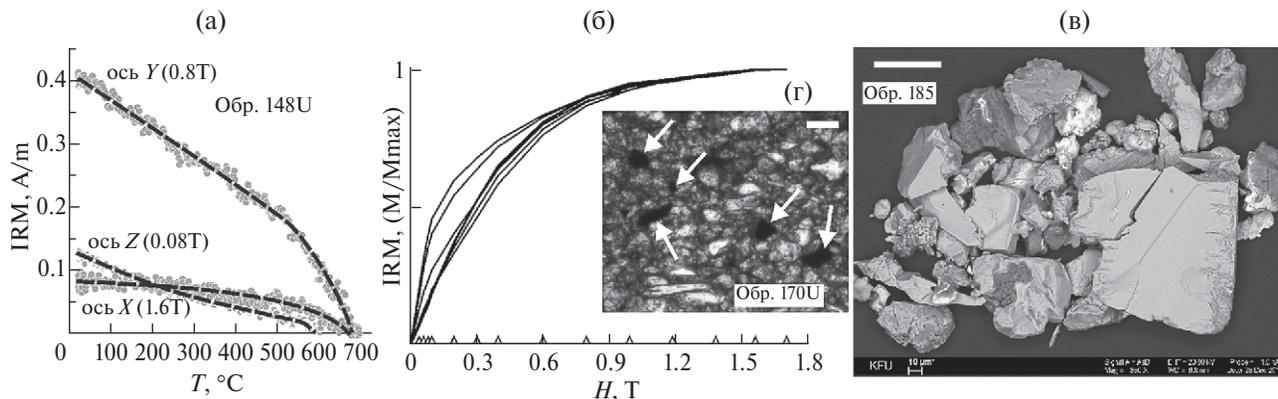


Рис 4. (а) – Пример терморазмагничивания наведенной IRM по трем ортогональным осям (анализ Лоури) в полях 0.08, 0.8 и 1.6 Тл; (б) – примеры кривых нормального намагничивания. Треугольные маркеры по оси X соответствуют величинам намагничивающего поля в процессе эксперимента; (в) – микрофотоизображение (SEM) магнитной фракции алевродоломитов ничатской свиты; (г) – фотография фрагмента шлифа алевродоломитов ничатской свиты (николи параллельны). Стрелочками отмечены обломки рудных минералов. Масштабная линейка на (в) и (г) 50 мк.

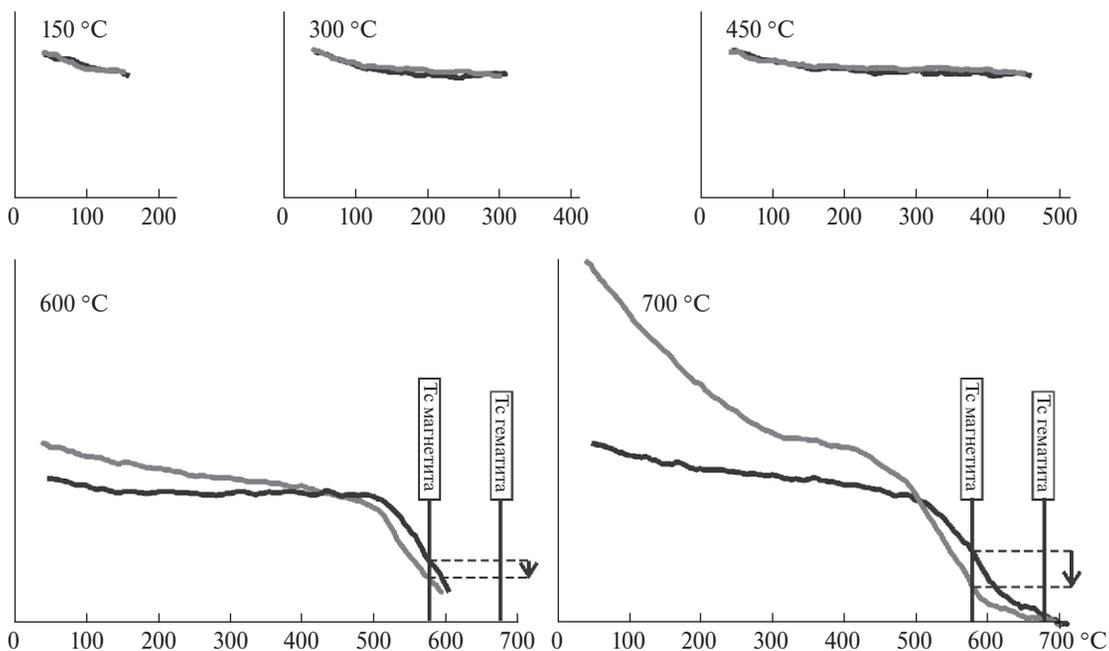


Рис 5. Кривые зависимости магнитной восприимчивости от температуры по серии последовательных циклов нагрева-охлаждения (150, 300, 450, 600 и 700 °С) для одной проточки алевродоломитов ничатской свиты. Черная линия – нагрев, серая – охлаждение; по вертикальной оси (магнитная восприимчивость) масштаб условный и одинаков для всех экспериментов. Пунктирные линии и стрелки маркируют величину спада магнитной восприимчивости в высокотемпературном интервале, связанную с преобразованием гематита в магнетит.

Результаты магнитной чистки и компонентный анализ

Обнаруженное при термомагнитном анализе новообразование магнетита при нагреве пород подтвердилось результатами температурных магнитных чисток для серии пилотных образцов, показавших сильное лабораторное подмагничивание при прогревах от 580 °С и выше (рис. 6а). Магнитная восприимчивость этих образцов

после нагрева на 680 °С возросла в 5–14 раз. Поэтому палеомагнитная коллекция была подвержена чистке переменным магнитным полем, не оказывающим влияние на минеральный состав породы. Также, для палеомагнитно-стабильных уровней (см. ниже) было дополнительно изучено по три образца-дубля с применением комбинированной чистки температурой и переменным полем.

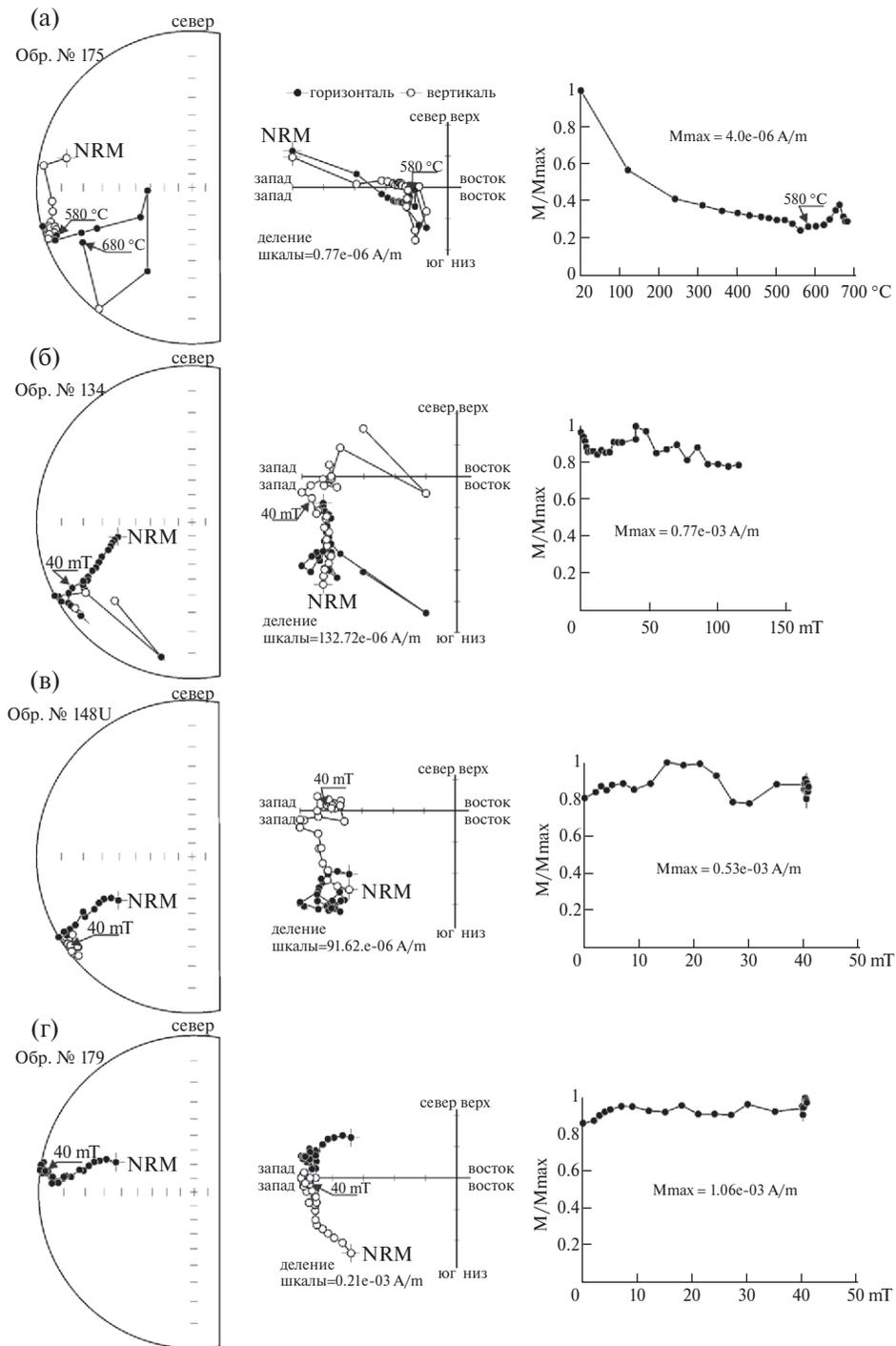


Рис 6. Примеры размагничивания алевродолитов ничатской свиты температурой (а) и переменным магнитным полем (б)—(г): на рисунках (в) и (г) режим чистки, примененный для всего первоначального объема коллекции. Стереогаммы и диаграммы Зийдервельда приведены в стратиграфической системе координат. На стереогаммах залитые значки — проекция на нижнюю полусферу, открытые — на верхнюю.

Изученные породы обладают двухкомпонентным составом намагниченности. «Мягкая» магнетитовая фаза разрушается в слабых полях (до 30 мТл, рис. 5б—5г), ей соответствует компонента *MZ*. Среднее направление, рассчитанное

по *MZ*-компоненте (табл. 1, рис. 7а), характеризуется высокими положительными наклонениями, а рассчитанный полюс близок к полюсам поздней юры — раннего мела Северной Евразии [Torsvik et al., 2012]. Это позволяет

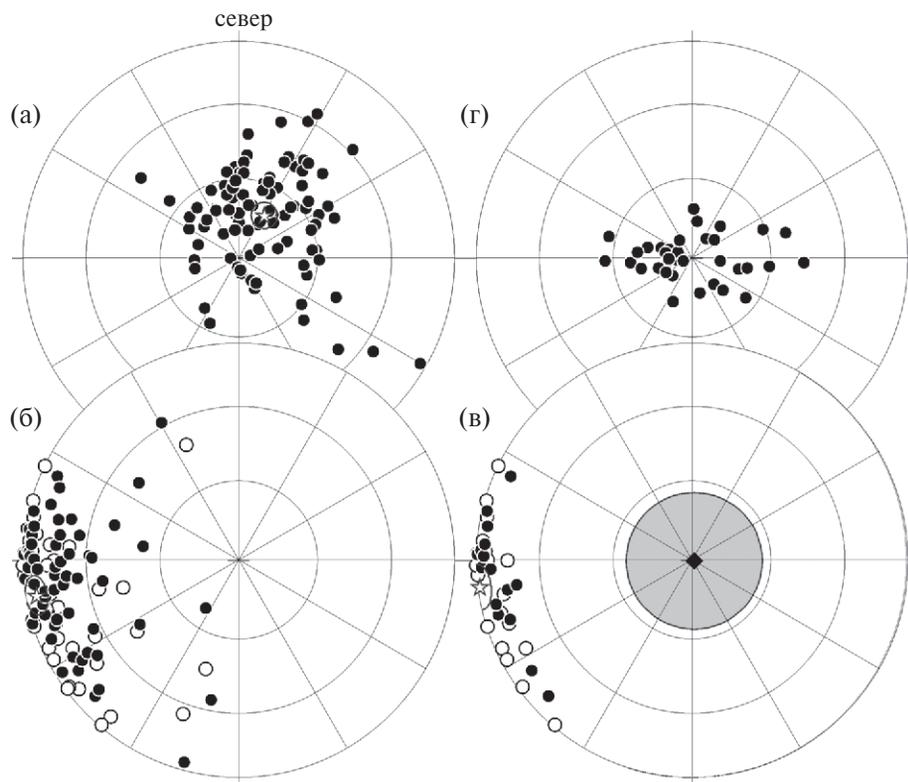


Рис 7. Компонентный состав и характер распределения векторов намагниченности, содержащейся в алевро-доломитах ничатской свиты (чистка переменным полем): (а) – *MZ*-компонента; (б) – *HC*-компонента по всем изученным образцам; (в) – *HC*-компонента палеомагнитно-стабильных образцов, центр распределения приведен к центру стереограммы. На рисунке (в) ромбик и соответствующий ему серый овал (доверия) – нормаль к большому кругу, аппроксимирующему распределение векторов *HC*-компоненты. Все стереограммы приведены в стратиграфической системе координат; залитые значки – проекции на нижнюю полусферу, открытые – на верхнюю. Звездочки и соответствующие им круги (доверия) – средние направления.

рассматривать *MZ*-компоненту как метакристаллическую, вероятно, мезозойскую. Мы предполагаем, что носителем метакристаллической компоненты является вторичный магнетит, формирование которого могло быть обусловлено восстановлением поверхностных участков зерен детритового гематита в присутствии органического вещества. Этот процесс (воспроизведенный в лабораторных условиях при высоких температурах) мог «активизироваться» в мезозое под влиянием незначительного, но продолжительного теплового и флюидного воздействия, связанного с внедрением гранитоидов, широко распространенных по юго-восточной окраине Сибирского кратона [Государственная..., 1998]¹. На поздне-мезозойский возраст *MZ*-компоненты и ее возможную связь с проявлениями гранитоидного магматизма указывает совпадение рассчитанного палеомагнитного полюса с полюсами

позднеюрских – раннемеловых интрузивов Алданского щита [Павлов, 2012].

Величина намагниченности «жесткой» гематитовой фазы составляет в среднем ~80% от величины естественной остаточной намагниченности образцов. При увеличении разрушающего воздействия переменного поля (до 115 мТл) вектор намагниченности «блуждает» вокруг направления, к которому приходит уже при воздействии 30–40 мТл, при этом величина (модуль) намагниченности существенно не изменяется (рис. 6б).

Поскольку чистка переменным полем не оказывает разрушающего воздействия на намагниченность гематита (что ограничивает возможности компонентного анализа), для объективного расчета направления намагниченности высококоэрцитивной (*HC*) компоненты, был применен следующий подход. В переменных полях, разрушительных для намагниченности магнетита, было сделано 10 циклов

¹ Изученные породы не содержат явных признаков прогрева и гидротермальной переработки.

воздействия переменным полем близкой величины (от 40 до 40.8 мТл). На основе полученных 10 замеров рассчитывалось среднее направление вектора (исходя из предположения, что *НС*-компонента характеристическая «конечная»), а также средняя величина, максимальное и минимальное значение модуля намагниченности. Далее, для выделения наиболее надежных палеомагнитных направлений применялась селекция с использованием трех независимых формальных критериев: 1 – величина *A95* при расчете среднего направления вектора (не больше 5°); 2 – разница (разброс значений) минимальной и максимальной величины намагниченности при разрушающем воздействии поля 40–40.8 мТл (не больше 20%) и 3 – разница естественной остаточной намагниченности образца и средней намагниченности при разрушающем воздействии поля 40–40.8 мТл (не больше 30%). Посредством такого подхода были выявлены (и исключены из анализа) образцы, обладающие «шумным» палеомагнитным сигналом

и образцы со значительным вкладом вторичной мезозойской компоненты. В результате селекции из 100 изученных образцов (стратиграфических уровней) было выявлено 35 наиболее палеомагнитно-стабильных, данные по которым использовались в дальнейшей интерпретации.

Необходимо отметить, что среднее направление *НС*-компоненты, рассчитанное по всем образцам коллекции и по наиболее стабильным образцам (табл. 1, рис. 7б, 7в), отличается на первые градусы, при этом, однако, кучность распределения векторов по «палеомагнитно-стабильной» части коллекции вдвое больше, что оправдывает использованную методику селекции.

Характер распределения *НС*-компоненты на сфере и оценка занижения наклона

НС-компонента характеризуется близкими к нулю наклонами, с разбросом от –16° до +19° и широким разбросом склонений в западных румбах от 220° до 296° (табл. 1).

Таблица 1. Палеомагнитные данные по доломитам ничатской свиты из разреза р. Мокрый Кумах-Улах (чистка переменным полем)

№	Образец	Уровень	Dec	Inc	<i>k</i>	<i>A95</i>	LONG	LAT	<i>k</i>	<i>A95</i>	LONG _f	LAT _f	<i>k_f</i>	<i>A95_f</i>
1	132	7.9	245.1	–3.5	511.8	2.1	48.6	–14.4			45.2	–20.0		
2	133	9.5	235.5	11.0	125.3	4.3	60.8	–12.5			69.4	4.8		
3	137	14.6	226.7	9.5	152.0	3.9	68.7	–16.9			75.5	–1.3		
4	138	16.2	219.8	–1.1	187.8	3.5	73.3	–24.5			72.4	–26.4		
5	145	25.5	252.0	–0.5	202.8	3.4	43.3	–9.6			42.8	–10.5		
сайт 1 № 1–5 (<i>n</i> =5)			235.8	3.1	30.6	14.1	58.7	–15.9	36.1	12.9	61.1	–11.0	16.5	19.4
6	146	27.1	254.5	–9.1	673.9	1.9	38.8	–12.1			29.5	–25.7		
7	148L	30.2	257.3	7.8	248.0	3.1	40.9	–3.3			48.2	8.7		
8	148U	32.0	233.3	–2.4	1323.4	1.3	59.7	–19.5			57.5	–23.5		
9	150U	39.7	241.8	–3.0	321.6	2.7	51.7	–15.8			48.8	–20.7		
10	152U	45.2	259.8	–12.3	99.3	4.9	33.4	–10.7			20.8	–28.3		
сайт 2 № 6–10 (<i>n</i> =5)			249.3	–3.9	35.3	13.1	44.7	–12.4	46.2	11.4	41.4	–18.5	15.5	20.0
11	153L	46.4	251.0	–11.3	217.2	3.3	41.3	–14.8			29.4	–31.4		
12	153U	48.0	269.9	–15.7	234.6	3.2	23.8	–6.8			8.6	–28.2		
13	164L	75.4	242.1	–14.0	83.3	5.3	48.5	–20.5			33.3	–40.3		
14	164U	77.1	254.3	7.5	433.5	2.3	43.4	–5.0			50.3	6.7		
15	168U	88.6	274.3	4.3	196.2	3.5	25.5	4.1			29.8	10.9		
сайт 3 № 11–15 (<i>n</i> =5)			258.3	–6.0	22.4	16.5	36.3	–8.7	31.5	13.9	30.7	–17.1	8.9	27.2
16	169L	90.6	295.7	–0.6	115.8	4.5	5.6	13.0			5.1	12.0		
17	171L	98.3	286.0	–1.1	189.6	3.5	14.0	7.9			13.0	6.2		
18	171U	99.7	281.8	–3.2	501.5	2.2	17.1	4.9			14.0	–0.3		
19	172L	100.9	270.0	–5.9	372.5	2.5	26.4	–2.5			20.6	–11.7		
20	172U	102.1	294.6	8.3	763.5	1.7	8.9	16.4			17.5	29.1		
сайт 4 № 16–20 (<i>n</i> =5)			285.6	–0.5	47.7	11.2	14.5	8.0	56.2	10.3	14.0	7.0	25.3	15.5

Таблица 1 (окончание)

№	Образец	Уровень	Dec	Inc	k	A95	LONG	LAT	k	A95	LONG f	LAT f	kf	A95 f
21	173L	103.4	260.8	14.4	1495.4	1.2	39.7	1.4			53.0	21.7		
22	173U	105.0	251.9	12.5	413.4	2.4	46.7	-4.0			57.8	14.5		
23	174L	106.7	271.1	3.8	547.9	2.1	28.1	2.2			31.9	8.2		
24	174U	108.4	272.6	2.5	963.4	1.6	26.5	2.4			28.9	6.4		
25	176U	112.0	279.3	4.5	636.1	1.9	21.3	6.8			25.8	13.9		
сайт 5 № 21–25 ($n=5$)			267.3	7.6	45.9	11.4	32.5	1.8	53.6	10.5	39.2	13.3	27.3	14.9
26	177L	113.4	271.6	-0.5	796.8	1.7	26.5	0.6			26.0	-0.2		
27	177U	115.0	275.2	-3.0	1015.0	1.5	22.8	1.5			19.8	-3.3		
28	180L	120.6	268.5	-0.1	623.8	1.9	29.2	-0.8			29.1	-1.0		
29	180U	121.9	272.4	-4.6	712.7	1.8	24.7	-0.7			20.2	-7.9		
30	181L	123.4	268.0	2.7	782.1	1.7	30.4	0.1			33.1	4.4		
сайт 6 № 26–30 ($n=5$)			271.1	-1.1	393.7	3.9	26.7	0.1	613.3	3.1	25.6	-1.6	124.1	6.9
31	182	126.6	262.0	19.1	611.0	2.0	40.0	4.1			57.3	28.9		
32	183L	128.6	267.4	7.3	565.1	2.0	32.1	1.7			39.3	13.0		
33	183U	130.3	265.9	-0.5	1283.8	1.3	31.3	-2.4			30.8	-3.2		
34	184L	131.8	271.4	0.4	306.8	2.8	26.9	0.9			27.3	1.5		
35	184U	134.5	283.3	2.8	819.1	1.7	17.4	8.2			20.2	12.7		
сайт 7 № 31–35 ($n=5$)			270.1	5.8	50.8	10.8	29.6	2.5	78.9	8.7	34.4	10.8	19.6	17.7
среднее по всем образцам ($n=100$)*			260.1	5.3	7.7	5.5								
среднее по образцам ($n=35$)	ССК	262.7	0.8	17.3	6.0	34.5	-3.6	19.6	5.6	35.0	-2.3	10.7	7.8	
	ГСК	262.7	-2.0			33.7	-4.8							
среднее по сайтам ($n=7$)			262.6	0.7	22.9	12.9	34.5	-3.6	24.5	12.4	35.1	-2.5	17.1	15.0
среднее для MZ-компоненты по образцам ($n=94$)	ССК	31.0	71.5	9.9	4.9	200.8	73.2		8.0					
	ГСК	47.6	79.5			158.7	66.8		9.1					
нормаль к большому кругу, аппроксимирующему распределение VGP по образцам ($n=35$)							118.7	57.9		13.7	304.5	3.7		45.7
нормаль к большому кругу, аппроксимирующему распределение VGP по сайтам ($n=7$)							118.9	57.1		9.4	121.9	50.2		35.4

Примечание: № – порядковый номер образца; уровень – положение середины образца (в см) от основания опробованного профиля; Dec – склонение; Inc – наклонение; k и A95 – кучность и радиус круга доверия на 95% уровне вероятности (для данных по образцам характеризуют точность определения компоненты намагниченности, рассчитанной по 10 точкам по статистике Фишера); LONG и LAT – долгота и широта палеомагнитного полюса или нормали к большому кругу; ГСК и ССК – географическая и стратиграфическая системы координат (данные в строках без этих аббревиатур представлены в стратиграфической системе координат); n – количество образцов или сайтов участвующих в статистике; индекс « f » для параметров, скорректированных на занижение наклонения с коэффициентом 0.21; * – данные по всей коллекции без селекции данных. Распределения палеомагнитных направлений и VGP представлены на рис. 7 и рис. 8. Прочие пояснения в тексте.

Распределение векторов HC -компоненты имеет выраженную «банановую» форму и хорошо аппроксимируется дугой большого круга (табл. 1, рис. 7в, 7г), что еще более ярко выражено для распределения соответствующих виртуальных геомагнитных полюсов (VGP) как по образцам,

так и при их осреднении по стратиграфическим уровням² (рис. 8а).

Возможной причиной разброса векторов может быть эффект занижения наклонения,

² Выборка была разбита на 7 стратиграфических уровней «сайтов» по 5 образцов в каждом.

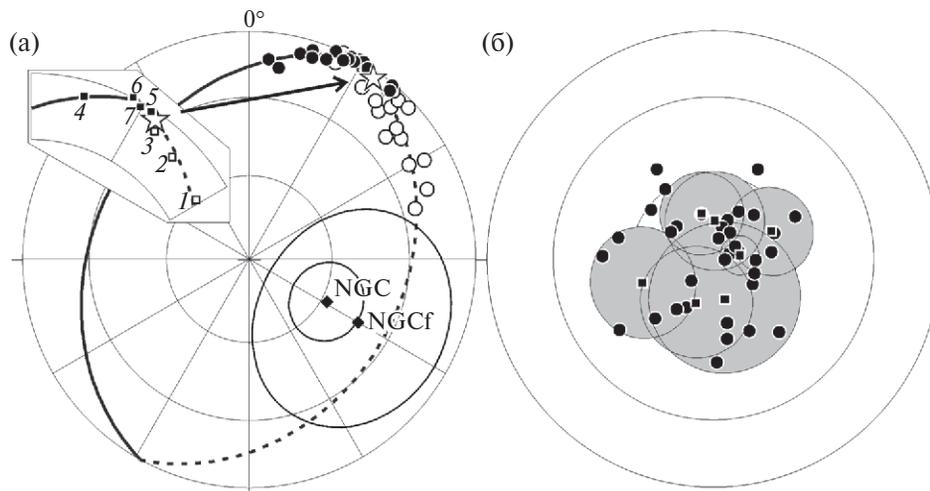


Рис 8. Распределение виртуальных геомагнитных полюсов *НС*-компоненты (чистка переменным полем): (а) – стратиграфическая система координат. Звездочка – осредненный по всем VGP полюс; жирная серая линия – большой круг аппроксимирующий распределение VGP; ромбики и соответствующие им круги (доверия) – нормали к большим кругам, аппроксимирующим распределение VGP по образцам (NGC) и по сайтам, с коррекцией занижения наклона ($f=0.21$) – (NGCf). На врезке – распределение VGP осредненных по сайтам (квадратики), номера в соответствии со стратиграфической последовательностью сайтов (снизу вверх по разрезу). Залитые значки – северное полушарие, открытые – южное; (б) – распределение VGP с коррекцией занижения наклона ($f=0.21$), центр распределения приведен к центру сферы. Квадратики и соответствующие круги (доверия) – осредненные VGP по сайтам. Прочие пояснения в тексте.

приводящий к «удлинению» (уплощению) распределения VGP перпендикулярно к палеомеридиану (т. е. к разбросу по склонению) [Tauxe et al., 2008]. Отмечено [Tauxe, Kent, 1984; Bilardello, Kodama, 2010], что этот эффект особенно сильно проявлен в гематит-содержащих терригенных породах, намагниченность которых имеет ориентационную природу.

Накопленные эмпирические данные, суммированные в работе [Bilardello, Kodama, 2010], показывают, что коэффициент занижения наклона « f » [King, 1955] для гематит-содержащих пород, оцененный различными методами, изменяется от 0.83 до 0.4 (в среднем ~ 0.6). Приведение VGP «палеомагнитно-стабильных» образцов к круговому распределению (которое предполагает GAD-гипотеза [Храмов и др., 1982; и др.], рис. 8б) возможно только при «экстремальных» значениях $f=0.21$, не имеющих примеров в палеомагнитной практике. При этом, распределение VGP, скорректированных на занижение наклона и осредненных по нескольким стратиграфическим уровням, вновь обнаруживает «банановую» конфигурацию, близкую к исходной, хотя и слабо выраженную (рис. 8а, 8б), что определяется сходством нормалей к соответствующим большим кругам. Поскольку «банановое» распределение векторов *НС*-компоненты нельзя полностью объяснить эффектом занижения наклона (даже допустив, что этот эффект

неестественно велик), мы предполагаем, что «банановое» распределение может определяться некоторым дополнительным фактором, имеющим геофизическую природу.

Результаты комбинированной магнитной чистки палеомагнитно-стабильных уровней

Для каждого палеомагнитно-стабильного уровня, выявленного по результатам чистки переменным магнитным полем (см. выше), дополнительно были исследованы по три образца-дубля с применением комбинированной магнитной чистки. Сначала образцы размагничивались переменным полем с максимальным значением разрушающего воздействия в 40.8 мТл (как вся начальная коллекция), далее образцы были нагреты до 300 °С и затем были подвержены серии воздействий переменным полем близкой величины (от 50 до 50.8 мТл, 10 шагов). Среднее направление вектора намагниченности, рассчитанное по этим 10 замерам, использовалось при дальнейшей интерпретации (для соответствующих компонент намагниченности принята аббревиатура «*НСcomb*»). После проведенных процедур один образец-дубль с каждого стратиграфического уровня дополнительно пошагово размагничивался переменным полем вплоть до 120 мТл (рис. 9а). Как и при «безнагревных» экспериментах, оказалось, что приложенное

разрушающее воздействие переменного поля не влияет на величину и направление вектора намагниченности образцов. Сравнение средних направлений для этой выборки при разной интенсивности *AF*-размагничивания (~ 50 и $60\text{--}120$ мТл) дублей показало, что эти средние различаются менее чем на 1° . Необходимо отметить, что все дубли, представляющие стратиграфический уровень «177» (см. табл. 2), характеризуются аномальным направлением вектора намагниченности и, кроме того, иной магнитной минералогией (преобладанием «магнитомягких» минералов), по отношению к остальной части коллекции. Это аномальное направление (рис. 9б) не вписывается в общее распределение векторов и отлично от всех известных послеэдиакарских

палеомагнитных направлений Сибири [Torsvik et al., 2012 и ссылки в этой работе], т. е. связать его с постседиментационным перемагничиванием проблематично. Пока мы не нашли какого-то убедительного объяснения этому факту и далее описанное аномальное направление не обсуждается.

Проведенные эксперименты показали, что в объеме одного стратиграфического уровня (слоя) магнитные характеристики породы и направление вектора *НСcomb*-компоненты могут быть существенно различны. Т. е. состав/количество магнитных минералов в слое не вполне гомогенны, а древний магнитный сигнал, вероятно, имеет разную степень сохранности. В частности, не все образцы-дубли в объеме

Таблица 2. Результаты комбинированной чистки дублей образцов алевродоломитов ничатской свиты

Уровень	Образец	Дубль 1			Дубль 2			Дубль 3			Среднее, $n = 3$			
		Dec	Inc	A95	Dec	Inc	A95	Dec	Inc	A95	Dec	Inc	k	A95
7.9	132	232.8	0.3	3.9	264.3	-8.5	6.7	245.8	-4.8	5.2	247.5	-4.4	24.7	25.4
9.5	133	239.8	-4.0	4.3	236.5	-18.1	3.0	237.0	-6.6	2.7	237.8	-9.6	110.7	11.8
14.6	137	232.5	-5.0	4.5	219.7	-5.0	3.9	238.1	-5.8	3.3	230.1	-5.3	74.4	14.4
16.2	138	220.0	2.4	4.8	216.1	-10.8	2.3	237.7	-16.5	2.8	224.4	-8.4	29.8	23.0
25.5	145	239.5	-15.4	3.4	237.0	-9.1	4.2	242.8	-10.2	3.8	239.8	-11.6	336.9	6.7
27.1	146	239.9	-12.1	5.3	248.6	-2.2	3.4	253.1	-3.5	3.3	247.3	-6.0	89.9	13.1
38.0	150L	221.9	-1.4	5.6										
39.7	150U	252.8	-23.8	5.2	228.7	-15.9	7.6	246.0	-8.7	11.4	242.4	-16.4	33.4	21.7
43.8	152L	229.5	4.4	10.4										
45.2	152U	248.8	0.8	6.1	260.4	-0.4	4.1	238.2	-9.4	3.5	249.2	-3.0	42.9	19.1
46.4	153L	241.1	-0.4	2.6	282.0	-9.0	7.5	257.8	5.0	5.0	260.2	-1.5	14.1	34.1
48.0	153U	250.9	-2.9	4.9	248.9	-18.9	9.3	215.2	-2.1	6.8	238.3	-8.3	13.7	34.7
75.4	164L	253.8	-4.2	9.0	242.6	-47.6	7.9	248.5	15.2	7.0	249.0	-11.8	6.4	53.6
77.1	164U	230.2	-44.2	7.6	245.9	-12.5	7.6	229.7	-7.6	6.4	235.7	-21.5	14.1	34.1
86.9	168L	236.3	31.2	9.5	247.1	-17.4	5.5	286.6	8.2	6.6	257.5	7.9	5.3	59.6
88.6	168U	251.3	-26.8	6.7	239.9	14.4	6.5	229.8	20.2	5.1	240.1	3.0	8.7	44.5
90.6	169L	268.3	-27.5	4.5	246.1	-4.2	5.8	259.5	13.0	5.6	257.6	-6.3	12.5	36.5
91.8	169U	254.0	-8.2	4.7										
98.3	171L	261.2	-2.7	7.4	265.5	-0.2	5.9	226.6	-25.4	3.6	252.1	-9.8	10.8	39.4
99.7	171U	250.9	0.8	3.0	252.8	3.5	3.3	244.4	5.0	5.1	249.4	3.1	275.4	7.4
100.9	172L	248.3	-13.1	5.8	316.8	34.6	9.0	202.2	3.4	4.7	249.7	11.5	2.0	135.0
102.1	172U	260.7	-1.3	2.8	245.3	-7.4	3.6	232.0	10.7	3.8	246.1	0.7	22.8	26.4
103.4	173L	248.9	-9.1	3.8	238.6	8.1	3.7	262.0	-14.4	5.2	249.7	-5.2	24.2	25.6
105.0	173U	262.6	4.0	2.4	246.5	-5.9	2.9	229.0	14.5	3.2	246.2	4.3	17.3	30.5
106.7	174L	247.3	0.2	2.4	254.8	14.2	4.6	248.8	6.4	4.2	250.3	6.9	101.9	12.3
108.4	174U	246.8	0.2	5.1	261.4	13.9	2.4	262.3	8.5	2.1	256.8	7.6	53.8	17.0
110.8	176L	263.9	0.3	4.4										
112.0	176U	262.0	-10.8	4.2	274.2	0.4	2.6	275.3	-8.5	4.5	270.5	-6.3	74.4	14.4
113.4	177L	170.8	24.7	2.8	168.8	33.6	1.2	143.1	35.9	1.5	161.4	32.0	32.4	22.0
115.0	177U	156.7	12.4	1.4	164.0	28.5	1.7	140.0	25.8	1.3	153.6	22.5	33.0	21.8

Таблица 2 (окончание)

Уровень	Образец	Дубль 1			Дубль 2			Дубль 3			Среднее, $n = 3$			
		Dec	Inc	A95	Dec	Inc	A95	Dec	Inc	A95	Dec	Inc	k	A95
120.6	180L	253.6	-11.0	2.7	244.1	2.8	4.6	237.1	1.2	3.8	244.9	-2.3	52.7	17.2
121.9	180U	264.1	2.6	3.5	264.9	2.3	3.9	251.3	4.8	4.3	260.1	3.3	109.8	11.8
123.4	181L	261.8	10.9	2.6	259.9	-1.2	6.3	262.6	8.7	3.7	261.4	6.1	151.3	10.1
124.8	181U	258.0	1.3	2.4										
126.6	182	261.7	1.5	2.9	247.0	12.6	4.1	254.2	2.9	3.8	254.4	5.7	73.3	14.5
128.6	183L	258.2	-9.5	2.0	257.2	0.7	3.0	242.0	-5.7	3.8	252.5	-4.9	60.8	16.0
130.3	183U	271.7	-9.3	2.3	255.1	1.3	4.0	263.5	-5.5	3.0	263.4	-4.5	67.7	15.1
131.8	184L	261.6	-14.5	2.5	260.2	7.7	6.0							
134.5	184U	261.4	-3.1	3.4	248.9	3.7	6.9							

ОСРЕДНЕННЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ И ПОЛЮСЫ

Выборка, используемая при расчете			Dec (Long)	Inc (Lat)	k	A95	
<i>HCcomb</i> -компонента для уровней с лучшей сходимостью направлений	направление	$N=13$ ($n=39$)	251.9 (43.2)	-1.2 (-10.0)	38.5	6.8	
	полюс				48.0	6.0	
<i>HCcomb</i> -компонента по всем образцам-дублям (кроме 177L, 177U)		направление	$n=99$	249.1	-2.9	16.6	3.6
* <i>HCcomb</i> -компонента по всем уровням (кроме 177L, 177U)	направление	$N=30$ ($n=90$)	248.9 (45.4)	-2.9 (-12.3)	41.0	4.2	
	полюс				56.4	3.5	
**все палеомагнитно-стабильные образцы коллекции (объединенные данные по компонентам <i>HCcomb</i> и <i>HC</i>)	направление	$N=38$ ($n=80$)	255.1 (40.6)	-0.5 (-8.1)	25.2	4.7	
	полюс				28.3	4.4	

Примечание: N – количество стратиграфических уровней, участвующих в статистике; (n) – общее количество единичных направлений; n – количество единичных направлений, участвующих в статистике. Прочие обозначения как в табл. 1. Серым выделены данные по палеомагнитно-стабильным дублям и стратиграфическим уровням с лучшим группированием единичных векторов в объеме слоя (пояснения в тексте).

* характер распределения соответствующих средних направлений по стратиграфическим уровням см. на рис. 9б.

** в осреднении участвуют как средние направления по слою, так и единичные направления, характер распределения соответствующих VGP см. на рис. 10б.

слоя удовлетворяли принятым критериям палеомагнитной стабильности (см. выше) и только на пяти уровнях все изученные образцы оказались палеомагнитно-стабильными (табл. 2). Начальная чистка переменным полем (до 40.8 мТл) показала, что величина магнито жесткой части намагниченности (в объеме слоя) может меняться по дублям от ~ 10 до 70 %³. Вероятно, разная степень сохранности палеомагнитного сигнала (возможно разный вклад постседиментационной ориентационной намагниченности pDRM) обусловила большой «внутрипластовый» разброс векторов намагниченности и ее величины, отмеченные для значительной части изученных стратиграфических уровней.

Для выявления «надежных» в палеомагнитном отношении стратиграфических уровней

³ По этой причине расчет значений относительной палеонапряженности, который мы предполагали выполнить на имеющемся фактическом материале, не имеет физического смысла.

этой части коллекции мы использовали критерий «сходимости направлений», при котором угловое расстояние между направлением «от дубля к дублю» в объеме слоя не должно было быть большим 20°. Этому критерию удовлетворили только 13 стратиграфических уровней (табл. 2). При этом важно, что средние направления *HCcomb* по дублям для «надежной» части выборки оказались в удовлетворительной сходимости с направлениями *HC* по единичным палеомагнитно-стабильным образцам первоначального объема коллекции, и подчеркнули направленный характер флуктуаций склонения и наклонения по разрезу (рис. 3, рис. 10а).

В связи с фрагментарностью данных, полученных по «надежным» уровням для *HCcomb*-компоненты, сделать выводы о скорости и характере смещения VGP и другие «точные» расчеты, касающиеся специфики вековых вариаций, а также оценку занижения наклонения, мы пока не можем – для этого необходимы

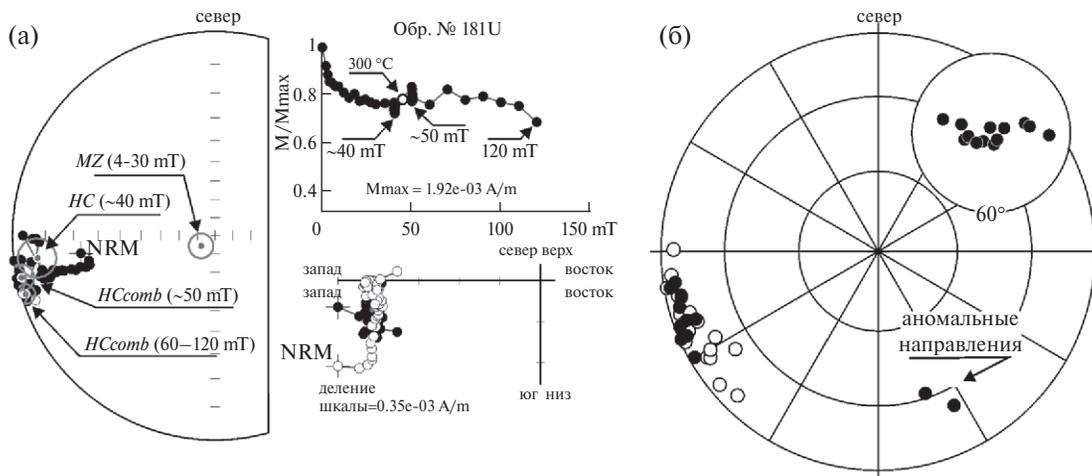


Рис 9. Результаты комбинированной магнитной чистки дублей образцов: (а) — пример размагничивания образца. На стереограмме: серые кружки, соответствующие им овалы доверия и индексы — компоненты намагниченности, обсуждаемые в тексте, в скобках отмечены интервалы выделения этих компонент. Прочие пояснения см. на рис. 6; (б) — распределение векторов *HCcomb*-компоненты для всех изученных уровней (средние направления по слою, рассчитанные по трем дублям). Залитые значки — проекции на нижнюю полусферу, открытые — на верхнюю, стратиграфическая система координат. На врезке — распределение VGP приведенных к центру сферы для уровней с лучшим группированием направлений *HCcomb*-компоненты в объеме слоя. Прочие пояснения в тексте.

дополнительные исследования, предполагающие существенное наращивание статистики по каждому слою.

Тем не менее, результаты комбинированной чистки объективно показали, что специфическое «банановое» распределение, отмечаемое как в системе средних палеомагнитных направлений, так и при их пересчете в VGP, не является артефактом. При анализе средних VGP для *HCcomb*-компоненты для «надежных» уровней (рис. 9б), а также комбинированных данных по *HC*- и *HCcomb*-компонентам для палеомагнитно-стабильных образцов, «банановое» распределение проявилось еще более четко (рис. 10б).

Сравнение осредненных палеомагнитных направлений, рассчитанных по различным выборкам *HC*- и *HCcomb*-компонент (табл. 2) показывает, что они отличаются на 10° – 15° . Это отличие иногда статистически значимо и, как и в случае с разбросом единичных направлений, определяется, главным образом, разницей в склонении. Осредненный палеомагнитный полюс ничатской свиты располагается на севере Мозамбикского пролива и, с учетом поправки на раскрытие среднепалеозойского Виллюйского рифта [Pavlov et al., 2008], близок к известным поздненеопротерозойским — раннекембрийским полюсам Сибири т. н. «мадагаскарской группы» [Shatsillo et al., 2005; 2006; Шацилло и др., 2015; Kravchinsky et al., 2001; и др.].

Палеошироты, рассчитанные на основе палеомагнитных данных по ничатской свите, указывают на приэкваториальное ($<2^{\circ}$) положение региона в позднем неопротерозе.

ДИСКУССИЯ

Обоснование возраста намагниченности, специфика тонкой структуры поля ничатского времени и ее возможные причины

Мы полагаем, что намагниченность пород ничатской свиты, зафиксированная в компонентах *HC* и *HCcomb*, первична и имеет ориентационную природу. В пользу этого свидетельствует:

1) наличие в породе обломков рудных минералов и отсутствие (или незначительный вклад) пигментных оксидов железа с учетом того, что основным носителем палеомагнитного сигнала в изученных образцах является гематит;

2) присутствие ощутимого вклада эффекта занижения наклона, свойственного породам, несущим ориентационную намагниченность;

3) закономерное изменение наклона и наклона по разрезу (выявленное как по единичным палеомагнитно-стабильным образцам, так и при сравнении осредненных направлений), что представляется маловероятным в случае химической природы намагниченности.

В пользу древнего (допалеозойского) возраста намагниченности свидетельствует существенное отличие рассчитанного для ничатской свиты палеомагнитного полюса от известных фанерозойских полюсов Сибири [Torsvik et al., 2012; и др.] и, с другой стороны, близость к известным неопротерозойским полюсам [Shatsillo et al., 2005; 2006; Шаццлло и др., 2015; Kravchinsky et al., 2001; и др.].

Распределение векторов *НС*- и *НСcomb*-компонент на сфере имеет выраженную «банановую» форму с преобладающим разбросом по склонению. Такое распределение может быть объяснено несколькими причинами:

1) тектоническим фактором (локальными разворотами слоев вокруг вертикальной оси) или ошибками при ориентировке образцов;

2) суперпозицией разновозрастных и разнонаправленных компонент намагниченности, образующих «мнимые» компоненты. В этом случае векторы намагниченности будут «растянуты» по дуге большого круга, соединяющей «истинные» (первичное и метакронное) палеомагнитные направления;

3) эффектом занижения наклона, приводящим к «сплющиванию» распределения VGP нормально к палеомеридиану (т. е. вдоль палеошироты) и большому разбросу палеомагнитных направлений по склонению, чем по наклону.

Примененная методика пробоотбора, отсутствие в породах следов интенсивных деформаций и в целом их «свежий» облик, позволяют уверенно исключить вариант «1» из рассмотрения. Вариант «2» возможен, но маловероятен. Зафиксированная в породах ничатской свиты мезозойская метакронная компонента (рис. 7а, табл. 1) характеризуется высокими наклонами и не лежит на дуге большого круга, аппроксимирующего распределение *НС*- и *НСcomb*-компонент. Это означает, что характер распределения *НС*- и *НСcomb*-компонент не может быть объяснен частичным мезозойским перемагничиванием. Вариант «2» возможен при допущении, что компоненты *НС*- и *НСcomb*-являются суперпозицией первичной и вторичной компонент намагниченности, характеризующихся низкими наклонами и существенно различающимися по склонению. При этом, однако, в породах такая вторичная компонента не установлена, что ставит этот вариант интерпретации под сомнение.

Вероятно, наиболее реальным является вариант «3» (вклад эффекта занижения наклона), однако, как было показано выше, и он

не позволяет полностью объяснить наблюдаемое «банановое» распределение. Таким образом, мы приходим к выводу, что на разброс по склонению (определяющему «банановое» распределение) оказывает влияние некоторый дополнительный фактор, имеющий геофизическую природу, т. е. связанный с особенностями геомагнитного поля ничатского времени. Как уже отмечалось, изменение склонения и наклона по разрезу имеет характер направленных флуктуаций (рис. 10а), что, с учетом прочих приведенных доводов в пользу ориентационной природы намагниченности, дает основания полагать, что магнитная запись, содержащаяся в породах ничатской свиты, фиксирует вековые вариации геомагнитного поля.

Мы полагаем, что, помимо эффекта занижения наклона, «банановое» распределение векторов намагниченности в породах ничатской свиты контролировалось особенностью вековых вариаций, выразившейся в специфической «линейной» геометрии траектории движения VGP. Подобная палеомагнитная запись часто фиксируется в переходных зонах кайнозойских инверсий [Гурарий и др., 2002; Leonhardt, Fabian, 2007 и ссылки в этой работе; Okada et al., 2017; и др.], во время которых блуждание VGP ограничивается преимущественным долготным диапазоном — «долготным коридором»⁴. Согласно цитируемым работам, распределение VGP переходных зон в одной долготной области связывается с вкладом недипольных источников или вкладом экваториального диполя при снижении вклада осевого диполя. Возникает вопрос: может ли отмеченное сходство означать, что магнитная запись в ничатской свите фиксирует зону инверсионного перехода?

Наиболее обоснованная оценка длительности инверсионного процесса получена по последним кайнозойским инверсиям и составляет ~ 7 тыс. лет [Clement, 2004], при этом непосредственно на переходные зоны отводится ~ 1 тыс. лет [Valet et al., 2012]. В соответствии с нашими данными, время накопления изученного фрагмента разреза ничатской свиты (≤ 13 тыс. лет) сопоставимо или превышает длительность инверсий. Однако, с одной стороны, инверсия в изученном разрезе не фиксируется, а, с другой стороны,

⁴ В ряде работ существование «долготных коридоров» рассматривалось как артефакт, присущий палеомагнитной записи переходных зон в осадочных породах, однако анализ палеомагнитных данных по вулканическим породам подтвердил приуроченность VGP к определенным долготным областям [Coe et al., 2000 и ссылки в этой работе].

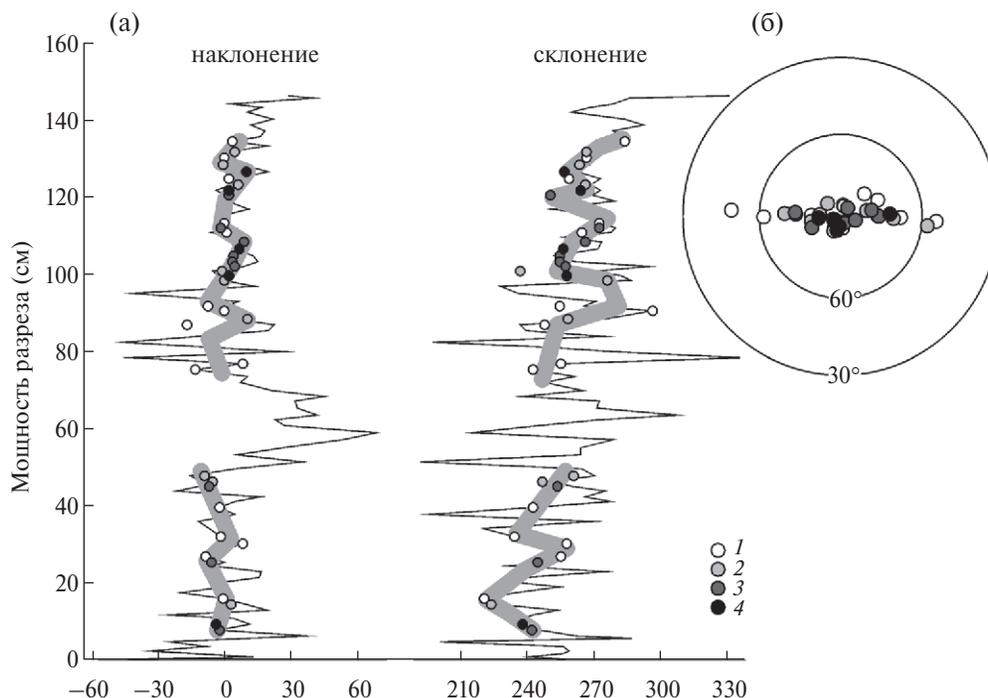


Рис 10. Комбинированные результаты по *НС*- и *НСcomb*-компонентам намагниченности: (а) – изменение склонения и наклонения по разрезу. Тонкая линия – все единичные направления для *НС*-компоненты первоначальной выборки; кружки – единичные и осредненные направления по всем палеомагнитно-стабильным образцам коллекции (*НС*- и *НСcomb*-компоненты): 1 – единичные направления, 2, 3, 4 – средние по слою по двум, трем и четырем единичным направлениям, соответственно. Толстые серые линии – генеральные тренды изменения склонения и наклонения по разрезу, характеризующие вековые вариации; (б) – распределение VGP для всех палеомагнитно-стабильных образцов коллекции (*НС*- и *НСcomb*-компоненты), приведенных к центру сферы. Условные обозначения в соответствии с (а).

вероятность попадания в зону инверсионного перехода ничтожно мала. В частности, при отмеченной длительности кайнозойских инверсий и их частоте (причем достаточно высокой для фанерозоя) ~ 5 за 1 млн лет [Olson et al., 2014], на переходные зоны должно приходиться $< 1\%$ времени (т. е., по сути, $< 1\%$ от мощности разрезов). Т. е., в случае, если приведенные оценки применимы к неопротерозою, есть основания предполагать, что параметры, характеризующие тонкую структуру поля ничатского времени, отражают не инверсионный переход, а «основное» состояние поля, однако весьма специфическое и нетипичное для фанерозоя. Из этого заключения вытекает следующий вопрос: *чем* может быть обусловлено сходство палеомагнитной записи в породах ничатской свиты и записи в зонах инверсионных переходов?

Для палеомагнитных данных по кайнозою отмечается пространственная связь в распределении VGP переходных зон – «долготных коридоров» – с краевыми областями низкоскоростных мантийных провинций (LLSVP – Large Low

Spear Velocity Province)⁵ [Leonhardt, Fabian, 2007; Kirscher et al., 2018 и ссылки в этих работах]. Результаты моделирования геодинамо показывают, что такая связь возможна и объясняется вариациями теплового потока на границе ядро–мантия, генерирующими в низкоширотных областях интенсивные магнитные потоки [Kutzner, Christensen, 2004]. Можно допустить, что «линейная» геометрия тренда VGP ничатского времени определялась близостью палеомагнитного полюса к окраине LLSVP и существенным (преобладающим?) вкладом в геомагнитное поле неаксиальных/недипольных «линейных» источников, приуроченных к этим окраинам. Если положение неопротерозойских LLSVP было близким к современному (как это предполагается для фанерозоя [Dziewonski et al., 2010; Steinberger, Torsvik, 2010; Torsvik et al., 2014]), то палеомагнитный полюс должен был занимать низкоширотное положение, значительно отклоняясь от географического, т. е. не соответ-

⁵ LLSVP отождествляются с Африканским и Тихоокеанским суперплюмами [Kuzmin et al., 2010; и др.].

зовать оси вращения Земли. В контексте этих построений интересно отметить, что «эволюционные» модели геодинамо [Driscoll, 2016; 2019] предполагают для неопротерозойского времени мультипольную геометрию геомагнитного поля с преобладанием неаксиальных низкоширотных источников, а данные по палеонапряженности указывают на ультранизкий дипольный момент [Vono et al., 2019]. Несмотря на очевидную спекулятивность наших построений, мы полагаем, что рассмотренная модель вероятна, на что указывает противоречие рассчитанных для региона палеоширот и индикаторов палеоклимата.

Парадокс существования перигляциальных варвов ничатской свиты в низких широтах

Полученные палеомагнитные результаты указывают на формирование ледниковых отложений ничатской свиты вблизи экватора. Таким образом, для Сибири впервые получены данные о низкоширотном оледенении в неопротерозое, которые могут рассматриваться в одном ряду с подобными палеомагнитными определениями по ледниковым отложениям Австралии, Намибии, Бразилии, Канады и др., приводящимися для обоснования гипотезы «Snowball Earth» [Evans, Raub, 2011].

Изучив разрезы ничатской свиты, Н.М. Чумаков и В.В. Керницкий [2016] указали на наличие циклических изменений обстановки седиментации, которые выражаются в чередовании непосредственно ледниковых и перигляциальных отложений. Это со всей очевидностью говорит о весьма существенных флуктуациях климата в ничатское время и, скорее всего, о существовании эпизодов межледниковья внутри соответствующего ледникового периода. Изученная нами карбонатная пачка, расслаивающая диамиктиты ничатской свиты, представлена теригенно-карбонатными варвами и являет собой (см. результаты литологических и петромагнитных исследований) близкий аналог современных перигляциальных отложений. Ее формирование происходило на фоне циклического изменения интенсивности ледового разноса и долговременных вариаций площади водосбора (отступления и приближения ледника) в связи с флуктуациями климата. Казалось бы, наличие эпизодов межледниковья, как и подчиненных по масштабу колебаний климата, непосредственно внутри предполагаемого события тотального оледенения, противоречит основным постулатам гипотезы «Snowball Earth»⁶. При этом сведения о циклической изменчивости обстановки накопления отложений, входящих в состав ледниковых горизонтов неопротерозоя, отождествляемых с эпизодами тотального оледенения Земли, получены далеко не в первый раз (синтез данных в работе [Allen, Etienne, 2008; Чумаков, 2015]). Однако сторонники гипотезы «Snowball Earth» такие изменения обстановок осадконакопления объясняют «пульсирующим» наступлением или деградацией ледника на стадии инициации или завершения тотального оледенения.

Сам факт наличия сезонных отложений (варвов) противоречит формированию перигляциальных отложений ничатской свиты вблизи экватора. Динамика условий седиментации, ответственная за формирование сезонных осадков в холодном климате, обусловлена, в конечном счете, годовыми колебаниями температур, тогда как в низких широтах контрастные сезонные колебания температур отсутствуют. Формирование сезонных ритмов вблизи экватора на современной Земле может быть связано с сезонами дождей, которые происходят регулярно с периодичностью 2 раза в год. Однако формирование такого рода сезонных отложений во время тотального оледенения является нонсенсом, поскольку существование муссонов связано с испарением воды (!) на обширной площади мирового океана, свободного ото льда. Существенные колебания температуры в течение года происходят за пределами тропического пояса, границы которого определяются эксцентриситетом земной оси. Это означает, что при наклоне оси вращения Земли, близком к современному, формирование перигляциальных варвов в неопротерозое было ограничено ~ 23° широты (тропик Рака и тропик Козерога), а скорее всего более высокими широтами. Поскольку полученные по ничатской свите палеомагнитные данные предполагают формирование варвов на экваторе, известное противоречие между палеоклиматическими и палеомагнитными данными (парадокс низкоширотных оледенений) приобретает еще более серьезный характер и не находит объяснения в рамках гипотезы «Snowball Earth».

Таким образом, основной подход, применяемый для обоснования гипотезы «Snowball Earth»

Таим образом, основной подход, применяемый для обоснования гипотезы «Snowball Earth»

⁶ Гипотеза «Snowball Earth» предполагает стремительное срастание ледовых шапок, в случае, если покровное оледенение достигало 30-х широт, и дальнейшее стабильное «замороженное» состояние Земли вплоть до ее «мгновенного» (по некоторым косвенным данным ~ 100 тыс. лет [Font et al., 2010]) размораживания в конце события [Hoffman, Schrag, 2002].

Earth», – использование актуалистической модели геомагнитного поля для описания неактуалистической модели палеоклимата – может быть в корне ошибочным. Существующие противоречия между палеомагнитными и палеоклиматическими данными могут быть сняты при допущении, что геомагнитное поле неопротерозойского времени описывалось экваториальным или субэкваториальным диполем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований могут быть сведены к следующим основным положениям:

1. Карбонатная пачка, заключенная среди ледниковых отложений ничатской свиты, имеет признаки сезонных отложений (варвов) перигляциальных обстановок и накапливалась во время эпизода потепления климата. Влияние ледового разноса на формирование осадка было обусловлено подчиненными флуктуациями климата. Плавное изменение петромагнитных характеристик по разрезу свидетельствует в пользу того, что изученная пачка не содержит существенных перерывов, длительность ее формирования, оцененная методом варвохронологии, составляет не более 13 тыс. лет, что сопоставимо с продолжительностью интергляциальных стадий четвертичного периода.

2. Измеренный в карбонатной пачке ничатской свиты изотопный состав Sr близок к такому венчающих доломитов Среднесибирского гляциогоризонта [Покровский и др., 2010]. Высокие (до 0.715118) отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ непригодны для хеостратиграфических корреляций и обусловлены, вероятно, влиянием континентального стока в перигляциальной обстановке и, возможно, в условиях ограниченной связи бассейна с мировым Океаном.

3. Древний палеомагнитный сигнал обусловлен присутствием в породе гематита и имеет ориентационную природу намагниченности, т. е. синхронен времени седиментации. Значительные флуктуации склонения по разрезу при близких (низких) наклонениях не могут быть объяснены частичным перемагничиванием или тектоническими факторами и лишь частично обусловлены эффектом занижения наклонения. Есть основания полагать, что наблюдаемые флуктуации отражают линейную геометрию тренда виртуальных геомагнитных полюсов, связанную с особенностью вековых вариаций геомагнитного поля неопротерозойского времени. Специфика вековых вариаций,

зафиксированных в породах ничатской свиты, не находит аналогий в палеомагнитной записи за последние 5 млн лет и в более древние эпохи и схожа с записью поля во время инверсий. Мы допускаем, что особенности тонкой структуры поля, зафиксированные в породах ничатской свиты, описывают его основное (а не инверсионное) состояние в неопротерозое на что в частности указывает близость осредненного палеомагнитного полюса ничатской свиты к известным неопротерозойским полюсам Сибири.

4. Экваториальное положение Сибири, рассчитанное из полученных палеомагнитных данных в соответствии с GAD-гипотезой, противоречит палеоклиматическим индикаторам, какими являются ледниковые и перигляциальные отложения ничатской свиты и, в том числе, варвы – сезонные осадки средних и высоких широт. Палеомагнитная запись, содержащаяся в варвах ничатской свиты, и невозможность объяснения формирования этих отложений в рамках гипотезы «Snowball Earth» требуют поиска новой концепции для разрешения парадокса низкоширотных оледенений в позднем докембрии. Такая концепция может быть разработана при использовании актуалистической модели палеоклимата и неактуалистической модели геомагнитного поля.

Таким образом, результаты изучения ничатской свиты с новой остротой ставят вопросы о масштабах неопротерозойских оледенений и возможности использования палеомагнитных данных для разработки палеотектонических реконструкций неопротерозоя.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Палео-, петромагнитные и седиментологические исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант № 17-05-00021), изотопные исследования проводились за счет средств РНФ (грант 18-77-00059).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность сотрудникам Междисциплинарного центра «Аналитическая микроскопия» и НИЛ палеоклиматологии, палеоэкологии, палеомагнетизма КФУ (г. Казань) – В.В. Воробьеву и Л.Р. Косаревой, выполнявшим исследование магнитного сепарата, а также Н.М. Чумакову, Р.В. Веселовскому, В.П. Щербакову и двум анонимным рецензентам за ценные рекомендации по улучшению содержательной и дискуссионной части статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антипин В.С., Покровский Б.Г., Федоров А.М. Патомский кратер – результат фреатического взрыва: геологические и изотопно-геохимические свидетельства // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 6. С. 538–538.
- Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Бодайбинская. Лист О-50-ХVII. Объяснительная записка / Ред. Л.И. Салоп. М. 1976.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист О-(50), 51 – Алдан. Объяснительная записка. СПб: изд-во ВСЕГЕИ. 1998. 428 с.
- Гурарий Г.З., Гарбузенко А.В., Назаров Х., Трубихин В.М. Геомагнитное поле во время инверсии ранняя Харамилья (Западная Туркмения) // Физика Земли. 2002. № 7. С. 72–83.
- Леонов М.В., Рудько С.В. Находка вендских фоссилий в отложениях дальнетайгинской серии Патомского нагорья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 5. С. 96–99.
- Павлов В.Э., Галле И., Шаццлло А.В., Водовозов В.Ю. Палеомагнетизм нижнего кембрия долины нижнего течения р. Лена – новые ограничения на кривую кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и аномальное поведение геомагнитного поля в начале фанерозоя // Физика Земли. 2004. № 2. С. 28–49.
- Павлов В.Э. Сибирские палеомагнитные данные и проблема жесткости Северо-Евроазиатского континента в послепалеозойское время // Физика Земли. 2012. № 9–10. С. 56–73.
- Павлов В.Э., Пасенко А.М., Шаццлло А.В., Паверман В.И., Малышев С.В. Систематика палеомагнитных направлений раннего кембрия северных и восточных районов Сибирской платформы и проблема аномального геомагнитного поля вблизи границы протерозоя и фанерозоя // Физика Земли. 2018. № 2. С. 122–146.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Геохимия изотопов С, О и Sr в неопротерозойских карбонатах юго-западной части Патомского палеобассейна, юг средней Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднекембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщ. 1: Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.
- Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А., Буякайте М.И. Геохимические особенности неопротерозойских «венчающих доломитов» Патомского палеобассейна и проблема их генезиса // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 6. С. 644–661.
- Рудько С.В., Петров П.Ю., Кузнецов А.Б., Шаццлло А.В., Петров О.Л. Уточненный тренд $\delta^{13}\text{C}$ в дальнетайгинской серии Уринского поднятия (венд, юг средней Сибири) // Докл. РАН. 2017. Т. 477. № 5. С. 590–594.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир. 1989. 590 с.
- Храмов А.Н. Палеомагнитология. Л.: Недра. 1982. 312 с.
- Чумаков Н.М. Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. Труды Геологического института. Вып. 611. М.: ГЕОС. 2015. 160 с.
- Чумаков Н.М., Керницкий В.В. Стратотип и фации ледниковой ничатской свиты нижнего венда, бассейн р. Чара, средняя Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С. 3–11.
- Шаццлло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э., Федонкин М.А., Прияткина Н.С., Серов С.Г., Рудько С.В. Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе верхнепротерозойской лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // Докл. РАН. 2015. Т. 465. № 4. С. 464–468.
- Abrajevitch A., Van der Voo R. Incompatible Ediacaran paleomagnetic directions suggest an equatorial geomagnetic dipole hypothesis // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 293. P. 164–170.
- Allen P.A., Etienne J.L. Sedimentary challenge to snowball Earth // Nature Geoscience. 2008. V. 1. № 12. P. 817.
- Asikainen C.A., Francus P., Brigham-Grette J. Sedimentology, clay mineralogy and grain-size as indicators of 65 ka of climate change from El'gygytyn Crater Lake, Northeastern Siberia // Journal of Paleolimnology. 2007. V. 37. № 1. P. 105–122.
- Bao X., S. Zhang, G. Jiang, H. Wu, H. Li, X. Wang, Z. An, T. Yang Cyclostratigraphic constraints on the duration of the Datangpo Formation and the onset age of the Nantuo (Marinoan) glaciation in South China // Earth and Planetary Science Letters. 2018. V. 483. P. 52–63.
- Bilardello D., Kodama K.P. Rock magnetic evidence for inclination shallowing in the early Carboniferous Deer Lake Group red beds of western Newfoundland // Geophysical Journal International. 2010. V. 181. Is. 1. P. 275–289.
- Bono R.K., Tarduno J.A., Nimmo F., Cottrell R.D. Young inner core inferred from Ediacaran ultra-low geomagnetic field intensity // Nature Geoscience. 2019. V. 12. Is. 2. P. 143–147.
- Clement B.M. Dependence of the duration of geomagnetic polarity reversals on site latitude // Nature. 2004. V. 428. P. 637–640.
- Coe R.S., L. Hongre G.A. Glatzmaier An examination of simulated geomagnetic reversals from a palaeomagnetic perspective // Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A. 358. 2000. P. 1141–1170.
- Driscoll P.E. Simulating 2 Ga of geodynamo history // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. P. 5680–5687
- Driscoll P. Geodynamo recharged // Nature Geoscience. 2019. V. 12. Is. 2. P. 83–84.
- Dziewonski Adam M., Vedran Lekic, Barbara A. Romanowicz Mantle Anchor Structure: An argument for bottom up tectonics // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 299. Is. 1–2. P. 69–79.

- Embleton B.J.J., Williams G.E.* Low palaeolatitude of deposition for late Precambrian periglacial varvites in South Australia: implications for palaeoclimatology // *Earth planet. Sci. Lett.* 1986. V. 79. P. 419–430.
- Evans D.A.D., Raub T.D.* Neoproterozoic glacial palaeolatitudes: a global update. *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*/Eds E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem. 2011. № 36. P. 93–112.
- Font E., Nédélec A., Trindade R.I.F., Moreau C.* Fast or slow melting of the Marinoan snowball Earth? The cap dolostone record // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2010. V. 295. Is. 1–2. P. 215–225.
- Haltia-Hovi E., Nowaczyk N., Saarinen T., Plessen B.* Magnetic properties and environmental changes recorded in Lake Lehmilampi (Finland) during the Holocene // *Journal of Paleolimnology.* 2010. V. 43. № 1. P. 1–13.
- Hanesch M., Stanjek H., Petersen N.* Thermomagnetic measurements of soil iron minerals: the role of organic carbon // *Geophys. J. Int.* 2006. V. 165. P. 53–61.
- Hoffman P.F., Schrag D.P.* The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change // *Terra Nova.* 2002. V. 14. P. 129–155.
- King R.F.* The remanent magnetism of artificially deposited sediment // *Mon. Not. R. Astron. Soc. Geophys. Suppl.* 1955. № 7. P. 115–134.
- Kirscher U., Winkhofer M., Hackl M., Bachtadse V.* Detailed Jaramillo field reversals recorded in lake sediments from Armenia – Lower mantle influence on the magnetic field revisited // *Earth and Planetary Science Letters.* 2018. V. 484. P. 124–134.
- Kirschvink J.L.* Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball earth. *The Proterozoic Biosphere*/Eds J.W. Schopf and C. Klein. Cambridge: Cambridge University Press. 1992. P. 51–52.
- Kirschvink J.L., Ripperdan R.L., Evans D.A.* Evidence for a large-scale reorganization of Early Cambrian continental landmasses by inertial interchange true polar wander // *Science.* 1997. V. 277. P. 541–545.
- Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Cogne J.'P.* Palaeomagnetic study of Vendian and Early Cambrian rocks of South Siberia and Central Mongolia: was the Siberian platform assembled at this time? // *Precamb. Res.* 2001. V. 110. P. 61–92.
- Kutzner C., Christensen U.R.* Simulated geomagnetic reversals and preferred virtual geomagnetic pole paths // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 157. P. 1105–1118.
- 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-Science Reviews.* 2010. V. 102. P. 29–59.
- Leonhardt R., Fabian K.* Paleomagnetic reconstruction of the global geomagnetic field evolution during the Matuyama/Brunhes transition: Iterative Bayesian inversion and independent verification // *Earth and Planetary Science Letters.* 2007. V. 253 P. 172–195.
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Danukalov K.N., Golovanova I.V., Kuznetsov N.B., Fedorova N.M.* Paleomagnetism of upper Ediacaran clastics from the South Urals: Implications to paleogeography of Baltica and the opening of the Iapetus Ocean // *Gondwana Research.* 2015. V. 28. Is. 1. P. 191–208.
- Lowrie W.* Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties // *Geophys. Res. Lett.* 1990. V. 17. № 2. P. 159–162.
- Macdonald F.A., Strauss J.V., Sperling E.A., Halverson G.P., Narbonne G.M., Johnston D.T., Kunzmann M., Schrag D.P., Higgins J.A.* The stratigraphic relationship between the Shuram carbon isotope excursion, the oxygenation of Neoproterozoic oceans, and the first appearance of the Ediacara biota and bilaterian trace fossils in northwestern Canada // *Chemical Geology.* 2013. V. 362. P. 250–272.
- Meert J.G., Van der Voo R.* Comment on 'New palaeomagnetic result from Vendian red sediments in Cisbaikalia and the problem of the relationship of Siberia and Laurentia in the Vendian' by S.A. Pisarevsky, R.A. Komissarova and A.N. Khramov // *Geophysical Journal International.* 2001. V. 146. P. 867–870.
- Nesje A., Matthews J.A., Dahl S.O., Berrisford M.S., Andersson C.* Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records // *The Holocene.* 2001. V. 11. № 3. P. 267–280.
- Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M.* A Concise Geologic Time Scale. Chapter 4. Cryogenian and Ediacaran / Elsevier. 2016. P. 29–39.
- Okada M., Suganuma Y., Haneda Y., Kazaoka O.* Paleomagnetic direction and paleointensity variations during the Matuyama-Brunhes polarity transition from a marine succession in the Chiba composite section of the Boso Peninsula, central Japan // *Earth, Planets and Space.* 2017. V. 69. P. 45.
- Olson P., Hinnov L.A., Driscoll P.E.* Nonrandom geomagnetic reversal times and geodynamo evolution // *Earth and Planetary Science Letters.* 2014. V. 388. P. 9–17.
- Park J.K.* Paleomagnetic evidence for low-latitude glaciation during deposition of the Neoproterozoic Rapitan Group, Mackenzie Mountains, N.W.T., Canada // *Can. J. Earth Sci.* 1997. V. 34. P. 34–49.
- Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V.* New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar-Angara blocks // *Earth and Planetary Science Letters.* 2008. V. 276. № 3–4. P. 229–242.
- Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J.* Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // *Precambrian Research.* 2015. V. 267. P. 39–71.
- Prave A.R., Condon D.J., Hoffmann K.H., Tapster S., Fallick A.E.* Duration and nature of the end-Cryogenian (Marinoan) glaciation // *Geological Society of America. Geology.* 2016. V. 44. № 8. P. 631–634.

- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J., Wheatley J.J., Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the intimate event stratigraphy // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 106. P. 14–28.
- Sansjofre P., Ader M., Trindade R.I.F., Elie M., Lyons J., Cartigny P., Nogueira A.C.R. A carbon isotope challenge to the snowball Earth // *Nature*. 2011. V. 478. № 7367. P. 93.
- Schimmelmann A., Lange C.B., Schieber J., Francus P., Ojala A.E., Zolitschka B. Varves in marine sediments: A review // *Earth-science reviews*. 2016. V. 159. P. 215–246.
- Sergeev V.N., Knoll A.H., Vorob'eva N.G. Ediacaran microfossils from the Ura. Formation, Baikal-Patom Uplift, Siberia: taxonomy and biostratigraphic significance // *J. Paleontology*. 2011. V. 85. № 5. P. 987–1011.
- Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E. Paleomagnetism of Vendian Deposits of the Southwestern Siberian Platform // *Rus. J. Earth Sci.* 2006. V. 8. ES2003, doi: 10.2205/2005 ES000182.
- Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E. Two Competing Paleomagnetic Directions in the Late Vendian: New Data for the SW Region of the Siberian Platform // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2005. V. 7. № 4.
- Steinberger B., Torsvik T.H. Toward an explanation for the present and past locations of the poles // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. 11. Q06 W06
- Tauxe L., Kent D.V. Properties of a detrital remanence carried by haematite from study of modern river deposits and laboratory redeposition experiments // *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 1984. V. 76. P. 543–561.
- Tauxe L., Kodama K.P., Kent D.V. Testing corrections for paleomagnetic inclination error in sedimentary rocks: A comparative approach // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2008. V. 169. Is. 1–4. P. 152–165.
- Torsvik T.H., Van der Voo R., Doubrovine P.V., Burke K., Steinberger B., Ashwal L.D., Trønnes R.G., Webb S.J., Bull A.L. Deep mantle structure as a reference frame for movements in and on the Earth // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2014. V. 111 (24). P. 8735–8740.
- 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-Science Reviews*. 2012. V. 114. Is. 3–4. P. 325–368.
- Valet J.-P., Fournier A., Courtillot V., Herrero-Bervera E. Dynamical similarity of geomagnetic field reversals // *Nature*. 2012. V. 490 (7418). P. 89–93.
- Williams G.E. Precambrian tidal and glacial clastic deposits: implications for Precambrian Earth – Moon dynamics and palaeoclimate // *Sedimentary Geology*. 1998. V. 120. № 1–4. P. 55–74.
- Zolitschka B., Francus P., Ojala A.E., Schimmelmann A. Varves in lake sediments – a review // *Quaternary Science Reviews*. 2015. V. 117. P. 1–41.

Paleomagnetic, Sedimentological, and Isotopic Data on Neoproterozoic Periglacial Sediments of Siberia: A New Perspective on the Problem of Low-Latitude Glaciations

A. V. Shatsillo^{a,*}, S. V. Rud'ko^{b,c}, I. V. Latysheva^{b,d},
D. V. Rud'ko^a, I. V. Fedyukin^a, and S. V. Malyshev^e

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia

^bGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

^cInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, 199034 Russia

^dFaculty of Geology, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

^eInstitute of Earth Sciences, St.-Petersburg State University, St.-Petersburg, 199034 Russia

*E-mail: shatsillo@gmail.com

Received June 13, 2018

Paleo- and rock magnetic, sedimentological, and isotope geochemical study is carried out for the carbonate member of Late Neoproterozoic Nichatka Formation (Siberian Platform, western slope of the Aldan Shield) enclosed within glacial deposits corresponding to the hypothetical «Snowball Earth» event of global glaciation. Based on the sedimentological, rock magnetic, and geochemical indications it is established that sediments composing this member have varve-type seasonal stratification and, according to our estimates, have been accumulated for at most 13 thousand years. Obtaining the detailed paleomagnetic data for the Precambrian varves allowed us to reveal a linear trend in the distribution of the virtual geomagnetic poles and to associate it with the peculiarity of secular variation of the geomagnetic field during the time span of the Nichatka Formation.

The paleomagnetic record in the periglacial sediments of the Nichatka Formation testifies to their deposition close to the equator which might be considered as supporting the Snowball Earth hypothesis. However, the absence of annual temperature fluctuations within the equatorial belt makes the formation of seasonal deposits at low latitudes barely possible and completely excludes such a possibility in the conditions close to total glaciation. The contradiction between paleoclimatic and paleomagnetic data is not explained in the context of the actualistic model of the geomagnetic field. The peculiarities of the paleomagnetic record in the Nichatka Formation, similar to the record of the field during the reversal, suggest that the geomagnetic field in the Neoproterozoic could be determined by substantial contribution of the low-latitude non-axial-dipole component. This peculiarity of the Neoproterozoic geomagnetic field can explain the entire set of the worldwide paleomagnetic data implying low latitude glaciations in the Neoproterozoic.

Keywords: Siberian platform, paleomagnetism, secular variation, equatorial dipole, reversals, LLSVP, Neoproterozoic, varves, glaciations, Snowball Earth hypothesis