

УДК 550.384.5,551.82

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУРУХАНСКОГО И ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЙ И УДИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ И ДРЕЙФ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ

© 2015 г. В. Э. Павлов^{1,2}, А. В. Шацлло¹, П. Ю. Петров³

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

²Казанский федеральный университет, г. Казань

³Геологический институт РАН, г. Москва

E-mail: pavlov-home@rambler.ru; shatsillo@gmail.com; petrov-geo-home@rambler.ru

Поступила в редакцию 06.04.2015 г.

В последние годы для неопротерозоя Сибири был получен ряд новых палеомагнитных определений, однако проблема неопротерозойского сегмента кривой кажущейся миграции полюса (КМП) этого кратона, равно как и вопросы его палеогеографии еще очень далеки от своего разрешения. Очевидно, что на однозначное решение этих задач уйдут еще многие годы упорных исследований. Однако уже сейчас можно сделать важный принципиальный шаг в этом направлении – установить генеральный тренд смещения неопротерозойских палеомагнитных полюсов Сибирской платформы. Для этого необходимо получить несколько качественных палеомагнитных определений, отвечающих по возрасту наименее заполненной части неопротерозойской палеомагнитной летописи. В рамках данной задачи нами выполнены палеомагнитные исследования позднерифейских осадочных и интрузивных пород из опорных разрезов позднего рифея Туруханского района (сухотунгусинская, деревнинская и мироедихинская свиты), Оленекского поднятия (верхнехайпахская подсвита), Удинского Присянья (тагульская свита карагасской серии, нерсинская интрузия). Результаты, полученные в ходе этих исследований, позволяют с учетом уже опубликованных данных предложить для Сибирской платформы две новые альтернативные модели неопротерозойского сегмента кривой КМП и рассмотреть их некоторые тектонические следствия.

DOI: 10.7868/S0002333715050099

ВВЕДЕНИЕ

Первые исследования палеомагнетизма верхнего рифея Сибирской платформы были проведены в 1961–1963 гг. сотрудниками Палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ под руководством А.Н. Храмова. В эти годы Э.П. Осиповой были изучены породы лахандинской и уйской серий Учуро-Майского разреза, выходящие на поверхность в долине р. Май [Сидорова, 1965]. Практически одновременно палеомагнитные исследования верхнерифейских отложений начинаются на западной окраине платформы – А.Я. Власов и В.П. Апарин изучают гематитовые руды нижнеангарской свиты Енисейского кряжа [Власов, Апарин, 1963]. Вскоре палеомагнитные исследования верхнерифейских толщ распространяются и на Присянскую часть платформы – В.Ф. Давыдов и А.Я. Кравчинский [Давыдов, Кравчинский, 1965; 1970] впервые изучают породы карагасской серии в долинах рек Ильмига и Тагул. Почти через десятилетие исследование этой серии продолжает Е.Л. Гуревич [Гуревич, 1981] в долине р. Тагул. В 1979–1986 гг. обширные исследования верхнего рифея Бирюсинского Присянья проводит С.С. Бра-

гин (см. [Брагин, 1985; 1987а; 1987б]). Ряд разрезов в Северном и Западном Прибайкалье подробно изучаются В.П. Родионовым, Р.А. Комиссаровой, С.А. Писаревским (см. [Гуревич, 1981]). С конца восьмидесятых годов постепенно устанавливается новый стандарт палеомагнитных исследований, предполагающий, в частности, полное размагничивание коллекций и расчет направлений намагниченности на основе данных, получаемых по серии последовательных шагов магнитной чистки. В целом, этим требованиям удовлетворяют исследования верхнерифейских объектов Сибирской платформы, выполненные в 90-е–2000-е годы В.Э. Павловым с соавторами [Павлов, 1994; Павлов, Петров, 1996; 1997; Павлов и др., 2000; 2002] по породам Учуро-Майского и Туруханского районов, К.М. Константиновым с соавторами (см. [Скляров и др., 2001]) по субвулканическим интрузиям нерсинского комплекса Шарыжалгайского поднятия, Д.В. Метелкиным с соавторами [Метелкин и др., 2005; 2010; Pisarevsky et al., 2013] по Бирюсинскому Присянью.

Несмотря на то, что история палеомагнитного изучения верхнего рифея Сибирской платформы насчитывает уже несколько десятилетий, вопрос

о положении палеомагнитных полюсов позднего докембрия остается одной из нерешенных проблем палеомагнетизма. Отчасти, причиной этого является то, что современные требования к палеомагнитному результату относительно недавно вошли в практику отечественных исследований. Например, хотя данные С.С. Брагина по карагаской серии получены с применением довольно интенсивной по тем временам магнитной температурной чистки, они не могут рассматриваться как полностью отражающие компонентный состав намагниченности этих пород. Это связано с тем, что для выделения всех компонент намагниченности, требуются (и даже, часто недостаточны) заметно более сильные прогревы. С другой стороны, понятно, что продолжительность позднего рифея (около 400 млн лет) просто несопоставима с объемом проведенных исследований и требуются значительные усилия для того, чтобы получить такое количество палеомагнитных определений, которое было бы достаточно для сколько-нибудь точного представления о характере миграции палеомагнитного полюса Сибирской платформы в позднем рифее (неопротерозое).

Настоящая работа является попыткой в какой-то степени заполнить зияющие пустоты в сибирской позднерифейской палеомагнитной записи и на основе результатов, полученных нами и нашими коллегами, предложить предварительную модель соответствующего сегмента кривой (траектории) кажущейся миграции полюса (в англоязычной литературе — APWP-apparent polar wander path), которая отражала бы современное состояние знаний по этой проблеме.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

В данной работе мы представляем результаты исследований верхнерифейских осадочных пород Туруханского поднятия (деревнинская и мироедихинская свиты), Оленекского поднятия (хайпахская свита), а также карагаской серии и интрузии нерсинского комплекса Удинского Присяянья (рис. 1, рис. 2).

Туруханское поднятие

В стратиграфической последовательности района (рис. 1) *деревнинская свита* слагает нижнюю часть верхнерифейского разреза Туруханского поднятия [Семихатов, Серебряков, 1983] и представляет собой пестроокрашенную толщу терригенно-карбонатных, главным образом строматолитовых пород. Свита отделена поверхностью регионального перерыва от нижележащей среднерифейской известняково-доломитовой сухотунгусинской свиты, из нижней части которой

было отобрано около 30 образцов, результаты исследования которых, также представлены в настоящей работе. Достоверные изотопно-геохронологические данные по рифею Туруханского поднятия ограничены единственным Pb-Pb определением по карбонатам сухотунгусинской свиты, соответствующим 1035 ± 60 млн лет [Ovchinnikova et al., 1995]. Уточнению возраста рифейских отложений Туруханского поднятия способствует их корреляция с отложениями Енисейского кряжа и Учуро-Майского района, основанная на комплексе биостратиграфических, изотопно-геохронологических и C- и Sr-изотопных данных [Bartley et al., 2001]. В частности, в качестве аналога деревнинской свиты в Учуро-Майском районе, рассматривается нижняя часть лахандинской серии (нерюенская свита), датированная 1025 ± 40 млн лет [Семихатов и др., 2000]. Таким образом, имеющиеся данные указывают на то, что формирование деревнинской свиты происходило в самом начале мезопротерозоя, в относительной близости от рубежа 1000 млн лет.

Деревнинская свита (более 100 образцов) была опробована в ряде обнажений, расположенных в долинах рек Сухая Тунгуска, М. Шориха, Каменная и Нижняя Тунгуска (рис. 1).

Мироедихинская свита участвует в строении верхней части туруханского рифея и отделена от деревнинской километровой известняково-доломитовой толщей буровой и шорихинской свит. Мироедихинская свита сложена преимущественно серыми и зеленовато-серыми доломитами и мергелями с прослоями известняков и пачками пестроцветных аргиллитов. Породы свиты были опробованы (более 60 образцов) в трех обнажениях: на правом берегу Енисея, а также в долинах рек Мироедиха и Б. Шориха с резко различающимися элементами залегания.

Совокупность имеющихся палеонтологических, литолого-стратиграфических, изотопно-геохронологических и геохимических данных [Комар, 1990; Овчинникова и др., 1995; Bartley et al., 2001; Семихатов, Серебряков, 1983; Семихатов и др., 2000; Rainbird et al., 1998; Павлов и др., 2002; Semikhatov, 1991; Шенфиль, 1991; Knoll and Semikhatov, 1998; Knoll et al., 1995; Сергеев, 2006] свидетельствует, что вся постесухотунгусинская часть рифейского разреза Туруханского поднятия относится к нижним горизонтам верхнего рифея (~1030–850 млн лет).

Поскольку мироедихинская свита относится к верхним уровням туруханского разреза, отделена от границы среднего и верхнего рифея полуторакилометровой толщей карбонатных пород, а также содержит микробиоту с таксонами неизвестными в более древних частях разреза, можно с достаточно большой уверенностью полагать, что мироедихинская свита формировалась вблизи верхней границы названного временного интервала.

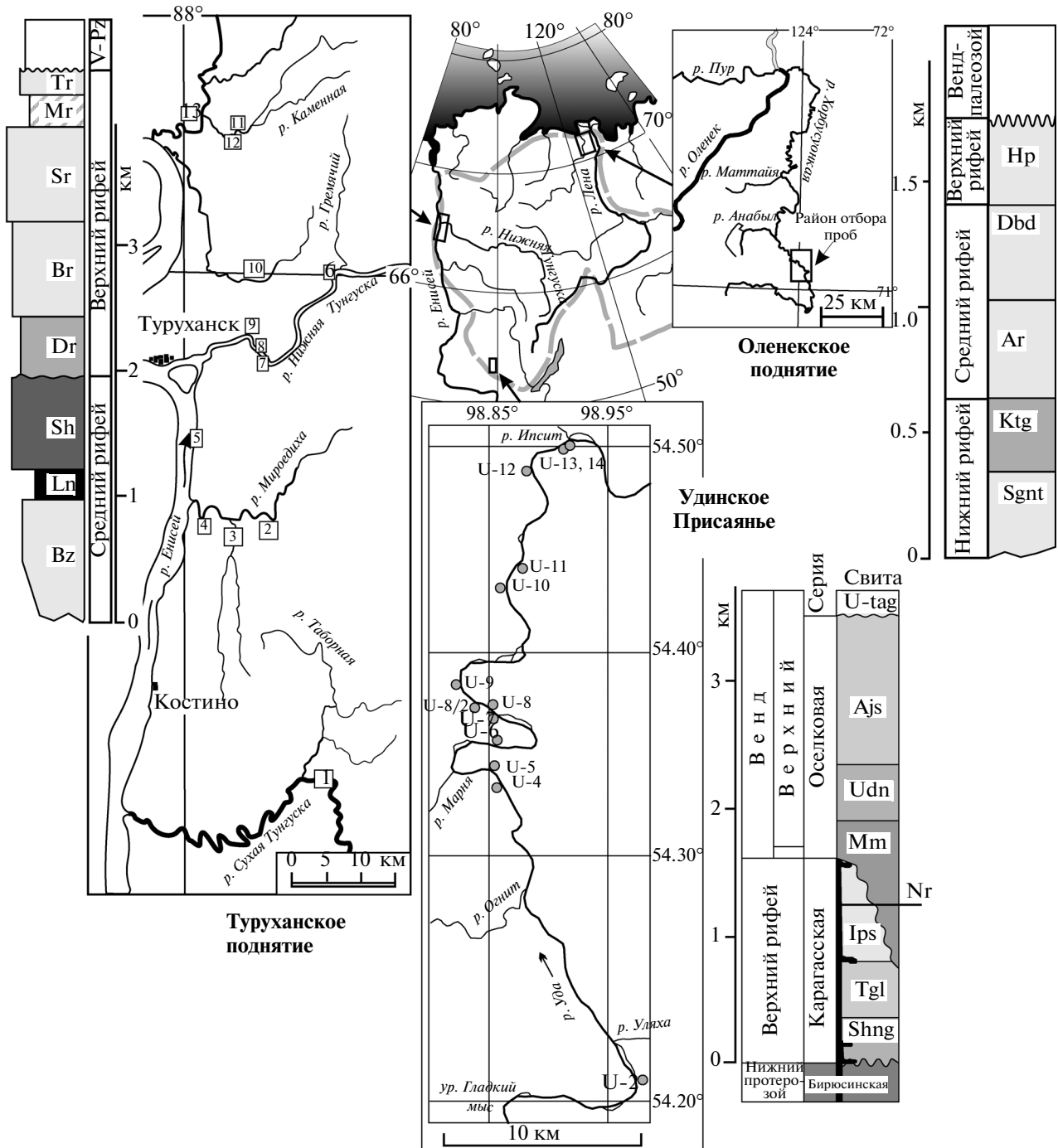
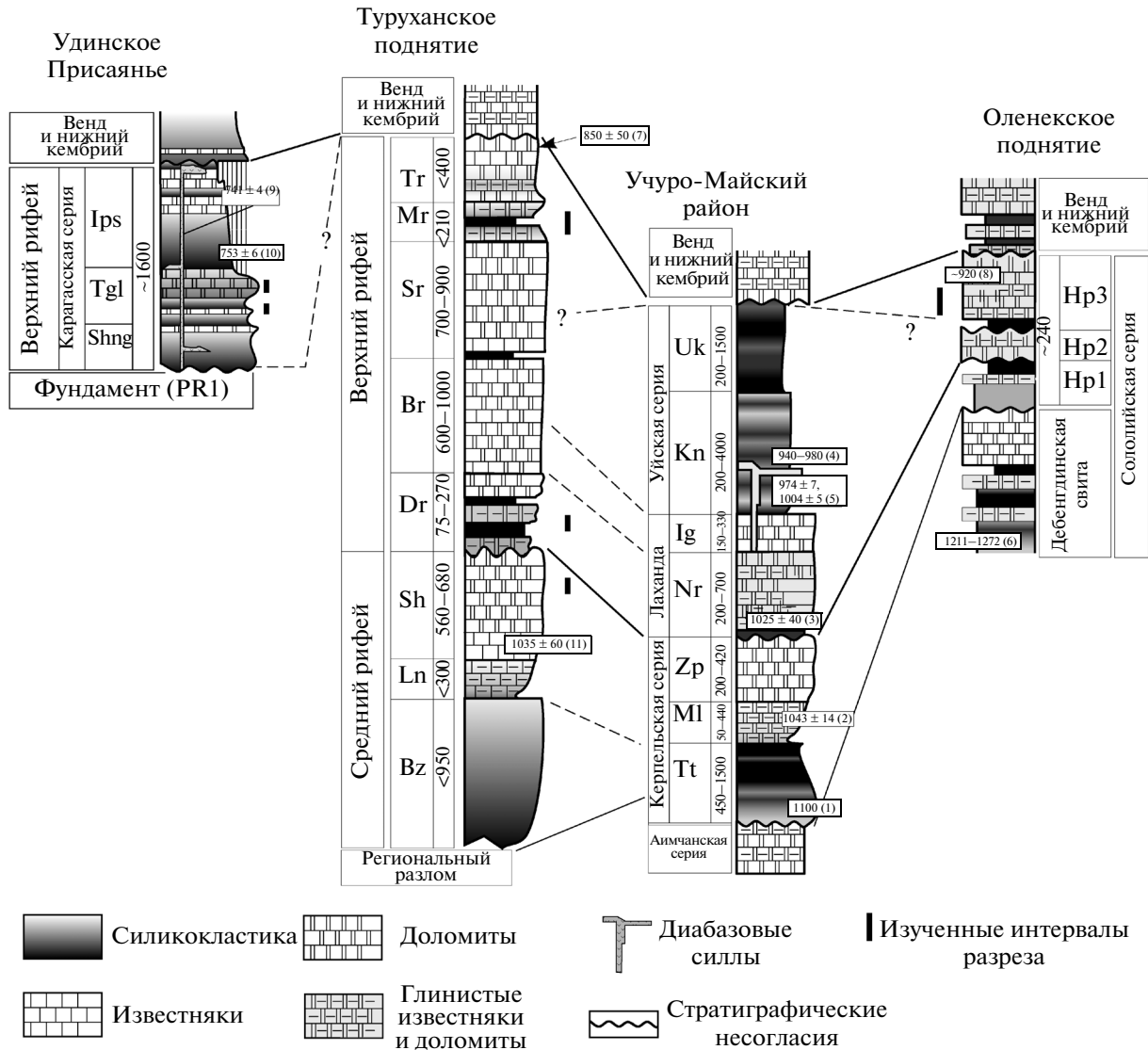


Рис. 1. Стратиграфические схемы и местоположения изученных объектов.

Туруханское поднятие. Индексы свит: Bz – безыменная, Ln – линок, Sh – сухотунгусинская, Dr – деревнинская, Br – буро-вой, Sr – шорихинская, Mr – мироедихинская, Tr – туруханская. V-Pz – венд-раннепалеозойские (костинская и вышележащие свиты) и более молодые отложения. Цифры на схеме: 1 – деревнинская свита, р. Сухая Тунгуска, 2 – деревнинская свита, верхнее течение р. Мироедиха, 3 – сухотунгусинская свита, среднее течение р. Мироедиха, 4 – мироедихинская свита, нижнее течение р. Мироедиха, 5 – мироедихинская свита, р. Енисей ниже устья р. Мироедиха, 6 – деревнинская свита, р. Нижняя Тунгуска ниже устья руч. Гремячий (Голоярский блок), 7 – терминальный горизонт свиты линок, р. Нижняя Тунгуска ниже ур. Стрельные Горы (Туруханский блок), 8 – базальный горизонт сухотунгусинской свиты, р. Нижняя Тунгуска 2 км ниже ур. Стрельные Горы, 9 – деревнинская свита, р. Нижняя Тунгуска 6 км ниже ур. Стрельные Горы, 10 – деревнинская свита, верхнее течение р. Малая Шориха, 11 – базальный горизонт сухотунгусинской свиты, среднее течение р. Каменная, 12 – деревнинская свита, нижнее течение р. Каменная, 13 – мироедихинская свита, нижнее течение р. Большая Шориха.

Оленекское поднятие. Индексы свит: Kph – хайпахская; Dbd – дебенгдинская; Ar – арымасская; Ktg – кетюнгдинская; Sgnt – сагынахтакская.

Удинское Присяянье. Индексы свит: Shng – шангулежская, Tgl – тагульская, Ips – ипситская, Mm – марнинская, Udn – удинская, Ajs – айсинская, U-tag – усть-тагульская; Nr – нерсинский комплекс (силлы и дайки габбро-диабазов).



- (1) – детритные цирконы [Khudoley, 2005]
 (2) – Pb-Pb [Овчинникова и др., 2001]
 (3) – Pb-Pb [Семихатов и др., 2000]
 (4) – Sm-Nd [Павлов и др., 2002; Худoley, 2003]
 (5) – U-Pb [Rainbird et al., 1998]
 (6) – Rb-Sr illiti-smectite, [Gorokhov et al., 2006]
 (7) – Породы рифея Енисейского кряжа, коррелируемые с верхним рифеем Туруханского поднятия [Семихатов и Серебряков, 1983] рвутся гранитами с U-Pb возрастом $850 \pm \text{Ma}$ [Ножкин и др., 1999]
 (8) – K-Ar, глаукониты [Комар и др., 1966]
 (9) – Ar-Ar, плагиоклаз из силла, залегающего в породах карагасской серии [Gladkochub et al., 2006]

- (10) – U-Pb, верхневороговская подсвита [Ножкин и др., 2006] (стратиграфический аналог карагасской серии на севере Енисейского кряжа, согласно [Sovetov et al., 2007])
 (11) – Pb-Pb [Овчинникова и др., 1995]

Рис. 2. Корреляция изученных разрезов и их возраст.

Условные обозначения: 1 – силикокластика, 2 – известняки, 3 – доломиты, 4 – глинистые известняки и доломиты, 4 – диабазовые силлы и дайки, 5 – стратиграфические несогласия, 6 – изученные интервалы разреза. Определения абсолютного возраста: (1) – детритные цирконы [Khudoley et al., 2005]; (2) – Pb-Pb [Овчинникова и др., 2001]; (3) – Pb-Pb [Семихатов и др., 2002]; (4) – Sm-Nd, изохронна [Павлов и др., 2002; Худoley, 2003]; (5) – U-Pb, бадделейт [Rainbird et al., 1998]; (6) – Rb-Sr, иллит-смектит [Gorokhov et al., 2006]; (7) – U-Pb, граниты тейского комплекса Енисейского кряжа, сводка в [Верниковский, Верниковская, 2006], интрузирующие стратиграфические аналоги верхнего рифея Туруханского поднятия [Семихатов, Серебряков., 1983]; (8) – K-Ar, глауконит [Комар и др., 1966]; (9) – Ar-Ar, плагиоклаз [Gladkochub et al., 2006]; (10) – U-Pb [Овчинникова и др., 1995].

Согласно [Petrov, Semikhatov, 2001] начало накопления толщ верхней подсвиты буровой свиты совпало с резкой активизацией тектонической активности на территории региона, во время которой, в частности, произошли кардинальные изменения структурного плана Туруханского палеобассейна [Petrov, Semikhatov, 2001]. С другой стороны, на противоположной окраине Сибирской платформы в Учуро-Майском районе максимум тектонической активности, вместе с не менее резкой перестройкой структурного плана палеобассейна фиксируются с начала уйского времени [Семихатов, Серебряков, 1983]. В этой связи примечателен и тот факт, что данный рубеж отвечает наиболее крупным морским трансгрессиям, которые фиксируются в осадочной летописи обоих рассмотренных районов Сибирской платформы. Корреляция крупномасштабных историко-геологических событий в пределах Сибирского кратона в комплексе с приведенными изотопно-геохронологическими и палеонтологическими данными, позволяют заключить, что подошва уйской серии Учуро-Майского района близка по возрасту подошве верхней подсвиты буровой свиты Туруханского поднятия и, следовательно, мироедихинская свита формировалась позже накопления пород уйской серии.

Оленекское поднятие

В оленекском разрезе верхнерифейский уровень представлен сравнительно маломощной (200–240 м) практически горизонтально залегающей хайпахской свитой, образованной чередованием карбонатных (доломиты, строматолитовые доломиты, мергели) и терригенных (песчаники, аргиллиты) пород, среди которых встречаются прослойки зеленоватых и красноватых окрасок. Хайпахская свита залегает с размывом на средне-рифейских доломитах дебенгдинской свиты [Горохов и др., 2006]. Внутри хайпахской свиты присутствуют два внутренних перерыва в осадконакоплении, разделяющие ее на три подсвиты, заметно различающиеся по ассоциациям строматолитов. Эти данные могут рассматриваться как довод в пользу формирования хайпахской свиты в течение достаточно большого временного интервала. На основании смены соответствующих ассоциаций границу среднего и верхнего рифея (ответвляющую возрасту ~1030 Ма [Семихатов и др., 2000]) проводят по границе нижней и средней подсвит хайпахской свиты [Шпунт и др., 1982]. По изученной нами верхнехайпахской подсвите имеется старое определение изотопного возраста (К-Аг метод по глаукониту), составляющее 920 млн лет [Комар, 1966].

В среднехайпахской подсвите встречаются строматолиты *Inzeria tjomusi* Kryl and *Jurusania cylindrical* Kryl, типичные для нижней трети верхне-

го рифея. Эти строматолиты известны в верхнерифейской катавской свите Южного Урала, возраст которой древнее чем 836 ± 25 Ма и 820 ± 15 Ма. [Ovchinnikova et al., 1998; Gorokhov et al., 1995]. Таким образом, имеющиеся данные позволяют считать, что формирование средне- и верхнехайпахской подсвит происходило в интервале времени 900–800 Ма.

Песчаники, алевролиты и строматолитовые доломиты верхнехайпахской подсвиты были опробованы нами в серии обнажений в долине р. Хорбусонка между устьями ручьев Дерби и М. Мастах. Всего из обнажений свиты было отобрано более 40 образцов.

Удинское Присянье

Отложения карагаской серии Удинского Присянья имеют максимальную мощность около 2400 м и залегают на разновозрастных комплексах пород фундамента Сибирской платформы с угловым несогласием. Карагаская серия подразделяется на три свиты – шангулежскую, тагульскую и ипситскую ([Хоментовский и др., 1972; Брагин, 1986], рис. 1). Каждое из подразделений карагаской серии представляет собой крупный седиментационный цикл, начинающийся терригенными прибрежно-морскими и континентальными отложениями, и завершается шельфовыми карбонатами. Значительная часть пород, слагающих карагаскую серию, представлена красноцветными разностями.

Толщи карагаской серии вмещают силлы и дайки долеритов нерсинского комплекса, при этом прорывание нерсинскими телами вышележащей оселковой серии нигде не зафиксировано. Кроме того, гальки долеритов, схожие по составу с породами нерсинского комплекса, обнаружены в основании оселковой серии, перекрывающей карагаскую без явных признаков углового несогласия, но со значительным эрозионным врезом [Советов, Комлев, 2005]. Недавно по одному из субвулканических тел нерсинского комплекса, локализованного в породах карагаской серии на р. Бирюса, получен изотопный возраст (Ar-Ag метод по плагиоклазу), соответствующий 741 ± 4 млн лет [Gladkochub et al., 2006]. Имеются сообщения о том, что нерсинские интрузии внедрялись в слаболитифицированные породы [Домышев, 1976], т.е. породы карагаской серии могут иметь возраст, близкий к нерсинскому.

Палеонтологическое обоснование возраста карагаской серии является несколько проблематичным: здесь обнаружены разнообразные формы, значительная часть которых является “проходящей” через весь рифей [Хоментовский и др., 1972; Брагин, 1986; Шенфильд, 1991; Работнов и др., 1971; Дольник, Воронцова, 1972]. В то же время некоторые ассоциации строматолитов и микрофитоли-

тов, обнаруженные в тагульской свите (см. [Брагин, Комисарова, 1986; Мельников и др., 2005]), согласно схемам стратиграфического распространения соответствующих форм в Сибири [Хоментовский и др., 1985; Шенфиль, 1991], характерны только для байкалия. Сейчас принята точка зрения, согласно которой карагасская серия соответствует байкалию (850–650 млн лет), точнее его нижней части [Хоментовский, 2002], что в какой-то степени подтверждается упомянутыми датировками по нерсинскому комплексу Бирюсы [Gladkochub et al., 2006], позволяющими определить верхний возрастной предел формирования серии. Обнаружение в основании оселковой серии тиллитов, находки в вышележащих отложениях Metazoa и данные хемотратиграфии позволили сопоставить основание оселковой серии с нижним вендом (варангер) [Советов, Комлев, 2005], что подтверждает довендский возраст подстилающих толщ карагасской серии.

В целом стратиграфические и геохронологические данные, накопленные по региону до последнего времени позволяли принимать возраст карагасской серии как 850–740 млн лет [Хоментовский, 2002; Gladkochub et al., 2006], 780–730 млн лет [Станевич и др., 2007], не исключая при этом возможности значительного омоложения нижней границы возраста.

Новые геохронологические данные, опубликованные Д.В. Метелкиным с соавторами [Metelkin et al., 2011], принципиальным образом меняют взгляд на возраст карагасской серии: силл 3 [Метелкин и др., 2005], залегающий в породах карагасской серии был датирован U-Pb методом по бадделеиту, который показал возраст 1641 ± 8 Ma. Если эта цифра верна, тогда возраст карагасской серии не может быть неопротерозойским. Нельзя не отметить при этом, что силл 3 залегают в непосредственной близости от силла 2 (по которому был получен Ar-Ar возраст 741 ± 4 млн лет [Gladkochub et al., 2006]) и, возможно, является его продолжением), что можно рассматривать как указание на то, что один из полученных результатов неверен. Обычно в таких случаях отдают предпочтение U-Pb возрасту по бадделеиту, однако новый результат настолько сильно меняет взгляды на возраст карагасской серии, что, безусловно, должен быть перепроверен. Ниже мы будем рассматривать два возможных варианта неопротерозойского дрейфа палеомагнитного полюса Сибирской платформы — с учетом и без учета новой U-Pb датировки.

Красноцветные разности карагасской серии (тагульская свита) были нами опробованы в девяти береговых обнажениях р. Уда на участке от устья р. Б. Айса до устья р. Ипсит (рис. 1). В большинстве изученных обнажений толщи карагасской серии залегают моноклинально с падением не более 10° – 15° , только в двух обнажениях на-

против устья р. Ипсит, при приближении к крупному разрывному нарушению, падения увеличиваются до 30° – 45° . Кроме карагасской серии в четырех точках (U-7–U-9, рис. 1) нами был опробован шток нерсинского комплекса, многочисленные выходы которого наблюдаются по обеим берегам р. Уды от устья Сухой Речки до устья р. Ярмы. Шток нерсинского комплекса имеет размер $\sim 2 \times 3$ км в плане, контакт с вмещающими породами нами нигде не наблюдался, однако тот факт, что близлежащие обнажения карагасской серии имеют близкие к горизонтальным залегания, позволяет предположить ненарушенное положение этого тела с момента внедрения.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ АНАЛИЗ

Туруханское поднятие

Сухотунгусинская свита. Результаты исследования сухотунгусинской свиты представлены в нашей статье [Павлов, Петров, 1996]. Здесь мы приводим несколько уточненное среднее палеомагнитное направление и соответствующий уточненный полюс. Отметим, что результат основан на данных только по 13 образцам (остальные изученные образцы не содержат интерпретируемого палеомагнитного сигнала) и поэтому может рассматриваться только как сугубо предварительный. Тест обращения [McFadden, McElhinny, 1990] хотя и формально положительный, но, из-за слишком большого значения критического угла (см. табл. 1; $\gamma_c = 32.0^\circ$), малозначим, что ясно указывает на необходимость выполнения дополнительных исследований для определения палеомагнитного полюса сухотунгусинской свиты. В то же время нельзя не отметить, что часть изученных образцов, несмотря на довольно малую величину намагниченности, содержит достаточно ясный палеомагнитный сигнал (рис. 3, обр. SH4040, SH4385), который, помимо низкотемпературной современной компоненты, вполне определенно содержит древнюю относительно высокотемпературную компоненту с максимальными деблокирующими температурами — 480 – 540°C .

В ряде образцов (рис. 3, обр. SH4040) в интервале температур 300 – 400°C фиксируется также древняя среднетемпературная компонента. Характеристическая (высокотемпературная) компонента довольно уверенно проходит тест складки (использовалась модификация Ватсона-Энкина [Watson, Enkin, 1993]), что наряду с присутствием образцов с прямой и обратной намагниченностью дает основание надеяться, что при дальнейших исследованиях сухотунгусинской свиты, полученный нами предварительный результат в будущем будет подтвержден.

Деревнинская свита. Палеомагнитные данные по деревнинской свите были получены по 4 уда-

Таблица 1. Палеомагнитные полюсы и палеомагнитные направления верхнерифейских пород Оленекского и Туруханского поднятий

Полярность	N	Географическая система координат				Стратиграфическая система координат			
		D_g°	I_g°	k	alfa95	D_s°	I_s°	k	alfa95
ОЛЕНЕКСКОЕ ПОДНЯТИЕ <i>верхнехайпахская подсвета</i> ($\varphi = 71.1^\circ$; $\lambda = 124.0^\circ$)									
Прямая	19	229.3	-11.7	25.1	6.8	229.3	-11.9	24.5	6.9
Обратная	6	51.7	11.7	14.7	18.1	51.6	11.6	14.5	18.2
Сумма	25	229.3	-11.7	22.6	6.2	229.8	-11.8	22.1	6.3
$\gamma/\gamma_c = 2.3/15.2$									
Полюс Plat = -17.8; Plong = 71.1; dp/dm = 3.3/6.4; A95 = 4.6									
ТУРУХАНСКИЙ РАЙОН <i>сухотунгусинская свита</i> ($\varphi = 68.0^\circ$; $\lambda = 88.0^\circ$)									
Прямая	7	200.4	50.1	11.4	18.7	228.7	36.1	9.6	20.5
Обратная	6	9.7	-56.2	4.0	38.1	41.8	-35.0	6.6	28.2
Сумма	13	196.2	52.8	6.7	17.3	225.6	35.7	8.6	15.0
$\gamma/\gamma_c = 5.7/32.0$									
Полюс Plat = -2.4; Plong = 45.7; dp/dm = 10.1/17.4; A95 = 15.0									
ТУРУХАНСКИЙ РАЙОН <i>деревнинская свита</i> ($\varphi = 68.0^\circ$; $\lambda = 88.0^\circ$)									
Нижняя Тунгуска, Восточный блок, 65°49' 88°16'	16	225.0	38.1	38.1	6.1	231.8	18.6	40.9	5.8
Нижняя Тунгуска, западный блок, 65°56' 88°30'	19	232.4	28.8	27.7	6.9	239.4	15.9	29.2	6.3
Сухая Тунгуска 65°14' 88°28'	14	221.2	45.0	48.3	5.8	242.7	21.4	47.0	5.9
Малая Шориха 66°01' 88°08'	4	232.4	44.1	223.8	6.2	238.9	18.2	223.4	6.2
Среднее по обнажениям	4	227.9	39.1	89.4	9.8	238.2	18.6	274.9	5.6
Полюс Plat = -3.4°; Plong = 30.9°; A95 = 5.3°									
ТУРУХАНСКИЙ РАЙОН <i>мироедихинская свита</i> ($\varphi = 65.5^\circ$; $\lambda = 88.2^\circ$)									
Обн. Енисей									
Прямая	10	239.2	-71.2	37.1	8.0	241.3	5.4	37.6	8.0
Обратная	14	23.8	73.6	10.7	12.7	49.0	-0.9	10.9	12.6
Сумма	24	220.2	-73.3	14.8	8.0	248.3	2.8	14.6	8.0
$\gamma/\gamma_c = 13.1/15.8$									
Обн. Мироедиха	15	217.0	32.1	15.2	10.1	227.1	13.0	16.2	9.8
Все образцы									
Прямая	25	221.6	-6.7	2.4	24.3	233.0	10.0	18.1	7.0
Обратная	14	23.8	73.6	10.7	12.7	49.0	-0.9	10.9	12.6
Сумма	39	218.1	-37.4	2.4	19.3	231.6	6.8	14.3	6.3
$\gamma/\gamma_c = 9.9/13.0$									
Полюс Plat = 11.7; Plong = 215.2; dp/dm = 3.2/6.3; A95 = 4.5									
ТУРУХАНСКИЙ РАЙОН <i>среднетемпературная компонента</i> ($\varphi = 68.0^\circ$; $\lambda = 88.0^\circ$)									
	33	294.5	-51.4	16.6	6.3	335.7	-62.7	12.9	7.3
Полюс Plat = 16.7; Plong = 131.5; dp/dm = 5.8/8.6; A95 = 7.1									

Примечания. N – количество образцов или обнажений; D – склонение; I – наклонение; k – кучность; a95 – радиус круга доверия, отвечающего вероятности 95%; индексы (g) и (s) – географическая и стратиграфическая системы координат; φ и λ – географическая широта и долгота обнажения; Plong и Plat, K, A95 (dp/dm) – долгота и широта палеомагнитного полюса, кучность, радиус (полуоси) круга (овала) доверия.

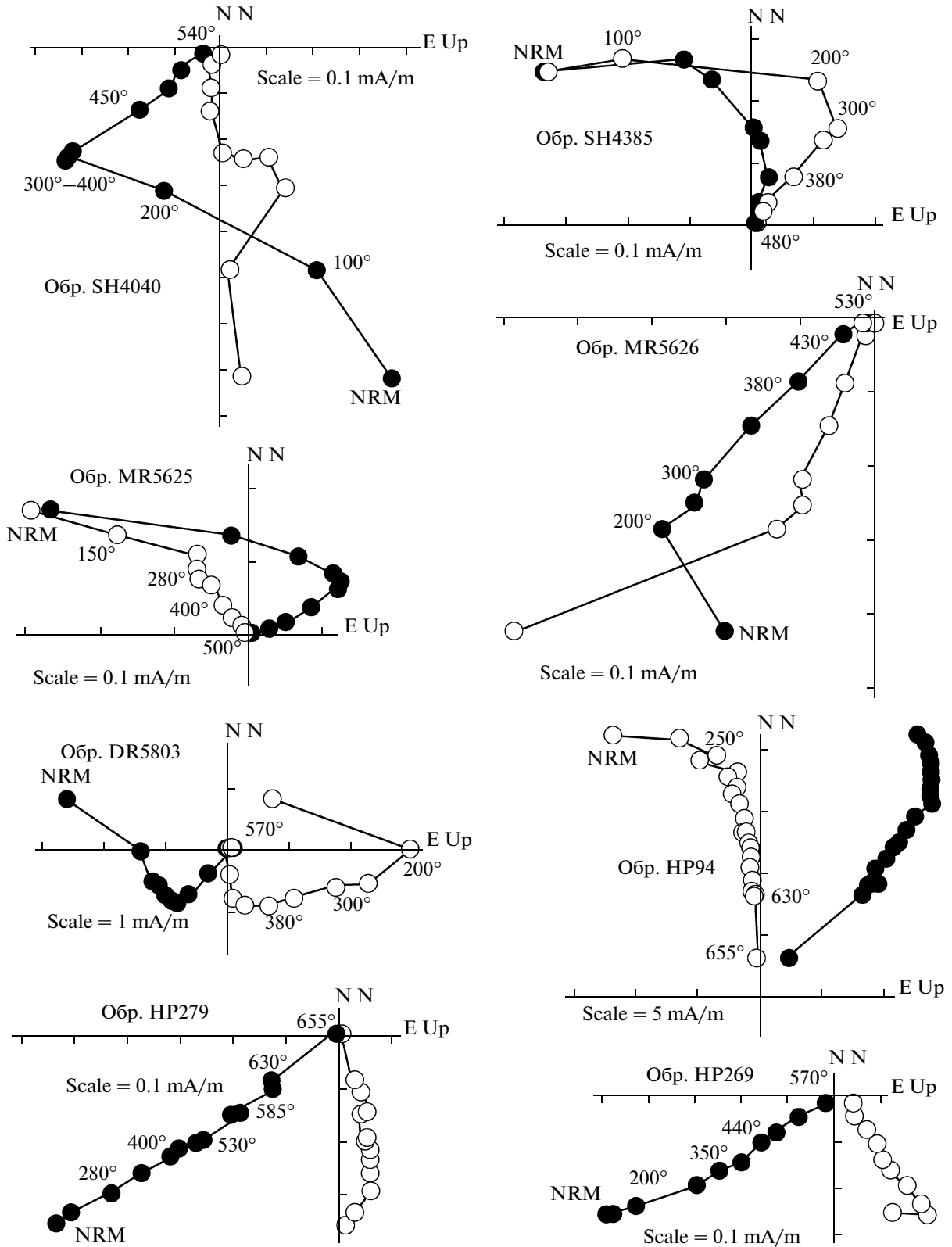


Рис. 3. Диаграммы Зийдверельда, иллюстрирующие поведение намагниченности образцов из изученных свит Туранского и Оленекского поднятий в процессе магнитной чистки.

ленным друг от друга обнажениям, расположенным в долине р. Н. Тунгуска, Малая Шориха и Сухая Тунгуска. Заметная часть (более 50%) изученных образцов содержит достаточно ясный палеомагнитный сигнал. Компонентный состав намагниченности этих образцов образуют низкотемпературная, иногда среднетемпературная (МТ) и высокотемпературная (НТ) компоненты. Низкотемпературная компонента образует достаточно разбросанное распределение, чье среднее направление тяготеет к направлению современного магнитного поля в районе работ. Мы полагаем, что эта компонента представляет собой наложение современной вязкой и лабораторной вязкой компонент и, в дальнейшем, ее не рассматриваем. МТ-компонента встречается не во всех образцах и имеет только отрицательные, часто крутые наклонения, группирующиеся в четвертой четверти стереограммы. Вероятно, эта компонента имеет позднепалеозойский возраст и как-то связана с процессами, происходившими на западной (в современной системе координат) окраине Сибирского континента при закрытии Уральского океана. Точное направление этой компоненты определить довольно непросто в связи с тем, что на диаграммах Зийдервельда ей отвечает, иногда, достаточно узкий диапазон деблокирующих температур, в других случаях трудно исключить контаминирующее воздействие низкотемпературной и высокотемпературной компонент.

Проблема контаминации полностью не исключается и для высокотемпературной компоненты, тем не менее, НТ-направления, выделенные во всех 4 изученных обнажениях, согласуются между собой и при сравнении дают положительный тест складки (рис. 3, рис. 4 и табл. 1). Возраст складчатости в регионе – довендский (вендские породы платоновской свиты залегают на верхнем рифее с угловым несогласием), что, хотя и ограничивает время формирования намагниченности поздним рифеем, все-таки оставляет возможность для гипотезы о позднепалеозойском (последервинском) времени формирования высокотемпературной компоненты. Дополнительный довод в пользу первичности НТ-компоненты появляется при сравнении соответствующего полюса с палеомагнитным полюсом близкой по возрасту лахандинской серии Учуро-Майского района ($Plat = 13.3$; $Plong = 23.2$; $A95 = 10.7$; [Павлов и др., 2000]). При введении поправки, учитывающей раскрытие Вилуйской рифтовой системы (эйлеровский полюс 62° с.ш., 117° в.д., вращение $+20^\circ$ [Pavlov et al., 2008]), эти полюсы оказываются вблизи друг от друга, при этом полярность выделенных деревнинских направлений ровно такая же, как у палеомагнитных направлений пород лахандинской серии. Отметим, что при сравнении с полюсом мильконской подсвиты (нижняя часть лахандинской серии; с коррекцией за открытие Вилуйского рифта: $Plat = -0.5$; $Plong = 31.9$;

$A95 = 5.3$) совпадение полюсов становится почти идеальным.

Мироедихинская свита. В части образцов этой свиты (за исключением тех из них, которые отобраны в обнажении из долины р. Б. Шориха) несмотря на малую величину намагниченности (см. рис. 3, обр. MR5625, MR5626) древняя характеристическая компонента намагниченности выделяется довольно уверенно и имеет максимальные разблокирующие температуры около 500°C . Иногда на нее накладывается малостабильная современная или лабораторная вязкая компонента, которая разрушается при прогреве до 200°C . Векторы, отвечающие выделенной характеристической компоненте, образуют на стереограмме биполярное распределение (рис. 4) с антиподальными ($\gamma/\gamma_c = 9.9^\circ/13.0^\circ$) средними направлениями прямой и обратной полярности. Сравнение средних направлений для двух обнажений (р. Енисей и р. Мироедиха) уверенно указывает на доскладчатый возраст намагниченности изученных образцов мироедихинской свиты (рис. 4, табл. 1). Положительный результат тестов складок и обращения, отличие соответствующего палеомагнитного полюса от известных более молодых полюсов Сибирской платформы, с большой вероятностью указывает на то, что формирование рассматриваемой намагниченности произошло во время или вскоре после формирования пород мироедихинской свиты.

Среднетемпературная компонента. В ряде образцов из сухотунгусинской и мироедихинской свиты, а также из ранее изученной свиты линок в интервале температур $200\text{--}400^\circ\text{C}$ выделяется среднетемпературная компонента (рис. 3, обр. SH4040; см. рис. 2 в [Павлов, Петров, 1996]). Увеличение числа исследуемых образцов за счет изучения дополнительной коллекции позволило реализовать более строгий подход к определению направлений векторов, отвечающих этой компоненте. Полученная таким образом выборка векторов не дает никаких оснований предполагать существование внутри нее каких-либо подсовокупностей (как это делалось в работе [Павлов, Петров, 1996]), (рис. 4) и имеет характеристики, приведенные в табл. 1. Тест складок указывает на послескладчатость этой компоненты.

Оленекское поднятие

Хайпахская свита. Намагниченность большинства изученных образцов хайпахской свиты имеет двухкомпонентный состав. Низкотемпературная компонента разрушается к $200\text{--}350^\circ$ и имеет, судя по направлению, современный или мезозойский возраст. Высокотемпературная характеристическая компонента намагниченности имеет разблокирующие температуры либо вблизи 580°C , либо вблизи 680°C , что указывает на то, что ее носителями являются как гематит, так и магнетит (рис. 3). Выделя-

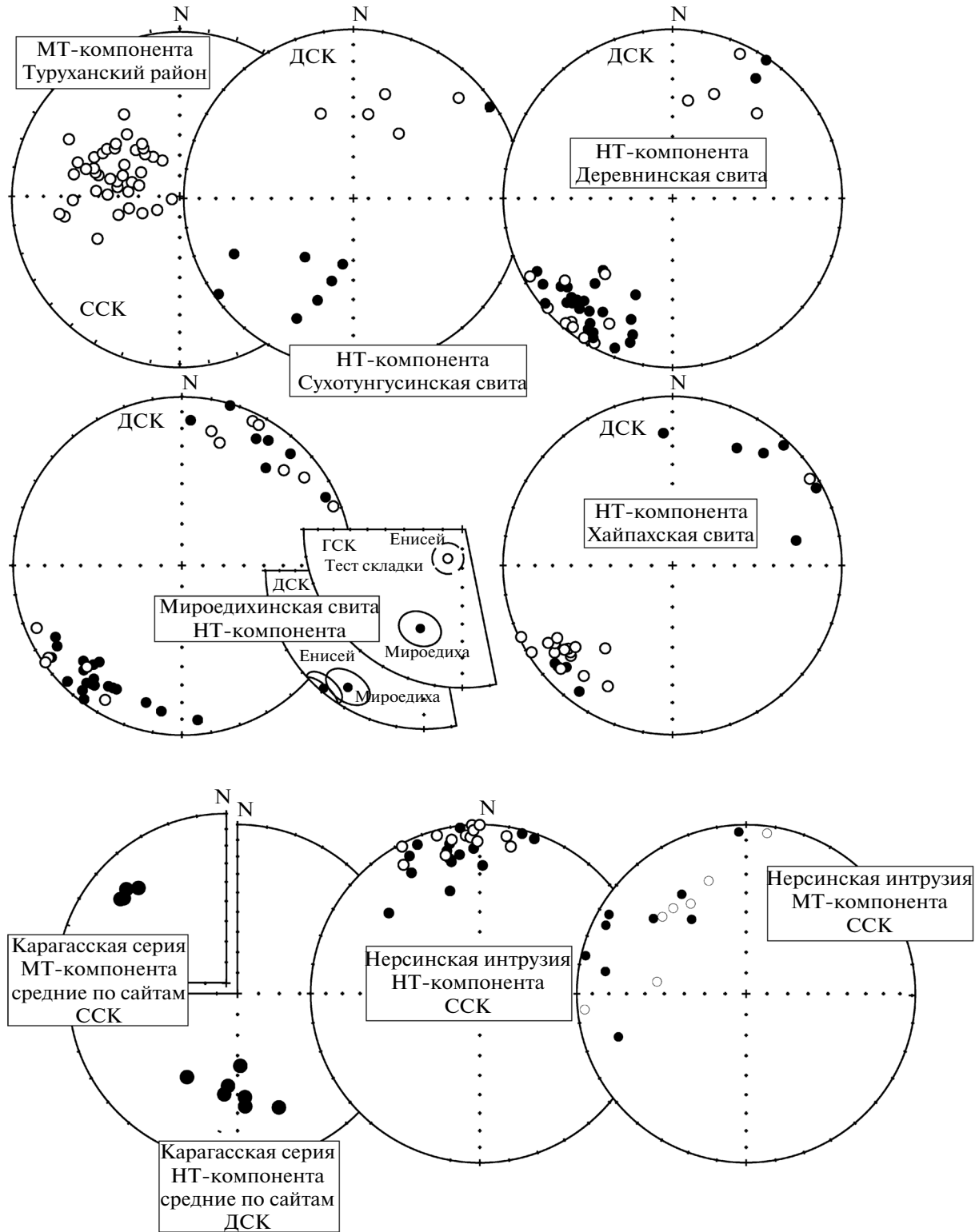


Рис. 4. Распределение векторов компонент намагниченности в изученных объектах Туруханского и Оленекского поднятний и Удинского Присяянья. ДСК – древняя (стратиграфическая) система координат, ССК – современная (географическая) система координат.

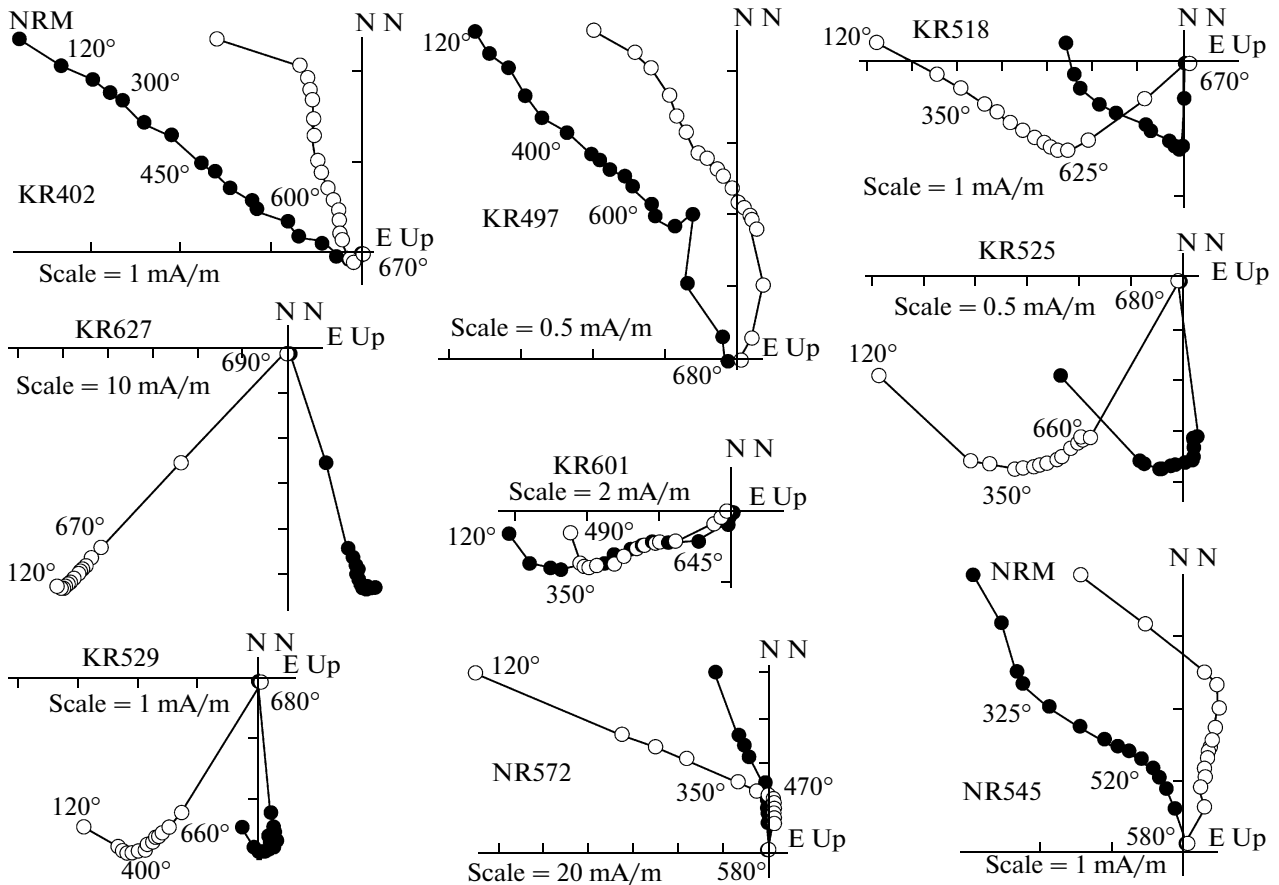


Рис. 5. Диаграммы Зийдвервельда, иллюстрирующие поведение намагниченности образцов карагасской серии и нерсинской интрузии р. Уда в процессе магнитной чистки.

ются направления прямой и обратной полярности, средние которых практически антиподальны (см. рис. 4, табл. 1). Геологическая ситуация не позволяет выполнить тест складки. Наличие направлений прямой и обратной полярности, при положительном результате теста обращения, выдержанность направлений на изученной территории, независимость направлений от магнитной минералогии и отличие рассчитанного полюса от более молодых полюсов Сибирской платформы дают основания считать, что выделенная компонента намагниченности сформировалась во время или вскоре после формирования пород хайпахской свиты. Близкое направление, полученное в начале восьмидесятых годов Е.Л. Гуревичем при изучении верхнехайпахской подсвиты, [Гуревич, 1983], в определенной степени поддерживает наш результат.

Удинское Присяянье

Карагасская серия (тагульская свита). Карагасская серия была изучена нами в девяти обнажениях (сайтах), расположенных в долине р. Уды на более чем 30 километровом участке — от устья р. Б. Айс до устья р. Ипсит (рис. 1). Несмотря на

то, что в процессе чистки естественная остаточная намагниченность образцов ведет себя по-разному, в ее поведении, тем не менее, достаточно легко обнаруживается вполне определенная систематика. В целом, почти все типы поведения ЕОН образцов карагасской серии, содержащих древний палеомагнитный сигнал, можно описать (исключая современную, обычно малостабильную компоненту) как комбинацию двух древних компонент намагниченности.

В значительном числе образцов из разных сайтов ясно выделяется промежуточная, условно среднетемпературная МТ-компонента, с северо-западными склонениями и невысокими наклонениями, спектр деблокирующих температур которой может охватывать интервал от 200°C до почти T_c гематита (рис. 5, обр. 402, 497, 518). Средние направления этой компоненты в древней и современной системах координат приведены в табл. 2. В заметном числе образцов также выделяется высокотемпературная НТ-компонента южного склонения и умеренного наклонения (рис. 5, обр. 525, 529, 627). Судя по значениям максимальных разблокирующих температур носителем этой намагни-

Таблица 2. Среднетемпературная компонента намагниченности в позднерифейских породах Удинского Присянья (пояснения в табл. 1)

Обнажение/Координаты/Ссылка	<i>N</i>	D_g°	I_g°	<i>k</i>	alfa95	D_s°	I_s°	<i>k</i>	alfa95
MT-компонента, р. Уда, карагасская серия									
Обнажение u-2 $\varphi = 54.2^\circ$; $\lambda = 99.0^\circ$	18	308.7	21.1	14.3	9.5	305.2	17.3	14.8	9.3
Обнажение u-4 $\varphi = 54.3^\circ$; $\lambda = 98.9^\circ$	18	313.1	20.4	42.0	5.4	310.9	19.4	40.8	5.5
Обнажение u-5 $\varphi = 54.4^\circ$; $\lambda = 98.9^\circ$	22	309.2	21.4	25.4	6.3	309.1	21.7	24.5	6.4
Обнажение u-6 $\varphi = 54.4^\circ$; $\lambda = 98.8^\circ$	11	316.9	24.9	14.1	12.6	318.1	29.3	14.1	12.6
Обнажение u-10 $\varphi = 54.6^\circ$; $\lambda = 98.4^\circ$	9	284.1	11.1	23.8	10.8	282.8	14.7	23.8	10.8
Обнажение 06s30 $\varphi = 54.48^\circ$; $\lambda = 98.97^\circ$ [Метелкин и др., 2010]	10	311.1	37.0	8.8	17.3	315.9	45.4	8.8	17.3
Обнажение 06s28 $\varphi = 54.49^\circ$; $\lambda = 98.95^\circ$ [Метелкин и др., 2010]	6	332.7	13.9	74.7	7.8	337.9	22.8	74.7	7.8
Обнажение 06s27 $\varphi = 54.50^\circ$; $\lambda = 98.95^\circ$ [Метелкин и др., 2010]	6	329.0	34.5	32.3	9.9	338.4	30.9	32.3	9.9
Среднее по Уде (без U-10)	7	317.2	25.0	45.0	9.1	319.1	27.2	27.5	11.7
MT-компонента, р. Бирюса, карагасская серия и магматические породы [Метелкин и др., 2005]									
Силл 1 $\varphi = 54.7.0^\circ$; $\lambda = 98.4^\circ$	10	327.8	23.6	70.3	5.8	327.8	23.6	70.3	5.8
Силл 2 $\varphi = 54.8.0^\circ$; $\lambda = 98.25^\circ$	10	302.6	40.2	10.8	13.2	293.8	14.9	10.8	13.2
Дайка 1 $\varphi = 55.0^\circ$; $\lambda = 97.8^\circ$	8	318.6	20.0	54.1	7.6	318.6	20.0	54.1	7.6
Граниты $\varphi = 55.0^\circ$; $\lambda = 97.8^\circ$	6	323.6	22.1	15.1	12.1	323.6	22.1	15.1	12.1
Дайка 2 $\varphi = 55.0^\circ$; $\lambda = 97.9^\circ$	8	319.6	33.5	21.0	11.5	319.6	33.5	21.0	11.5
Кг-1 $\varphi = 54.7.0^\circ$; $\lambda = 98.4^\circ$	9	312.0	8.3	9.7	17.4	312.6	7.8	9.7	17.4
Кг-2 $\varphi = 54.8.0^\circ$; $\lambda = 98.25^\circ$	4	337.7	38.0	40.0	14.7	319.4	33.8	40.0	14.7
Обнажение 06s7 $\varphi = 55.1^\circ$; $\lambda = 98.0^\circ$	6	335.0	42.8	37.4	11.1	330.0	14.1	37.4	11.1
Обнажение 06s3 $\varphi = 55.1^\circ$; $\lambda = 98.0^\circ$	3	317.6	22.6	311.1	7.0	318.9	32.3	311.1	7.0
Среднее по Бирюсе (без силл 2)	8	323.3	26.6	36.0	9.4	321.3	23.5	55.9	7.5
Среднее по Уде и Бирюсе	15	320.5	25.9	40.5	6.1	320.3	25.2	39.6	6.1
Синккладчатое направление (48% распрямления)		320.3	25.7	47.6	5.6				
Средний полюс $Plat = -38.6$; $Plong = 151.0$; $A95 = 4.4$, $N = 15$ (рассчитан для точки с координатами $\varphi = 54.7^\circ$; $\lambda = 98.4^\circ$)									

ченности, как правило, является гематит. Часто в образцах встречаются обе компоненты, однако имеется некоторое количество образцов, где присутствие MT-компоненты почти не ощущается (рис. 5, обр. 627). Спектры блокирующих температур MT и NT-компонент могут существенно перекрываться, в этом случае может возникнуть впечатление о существовании еще одной среднетемпературной компоненты с западным склонением (рис. 5, обр. 525, 601). Однако на то, что эта "геометрическая" компонента является смесью двух вышеназванных компонент свидетельствует, в частности, то, что ее среднее направление лежит вблизи большого круга, соединяющего средние направления NT и MT-компонент.

В нескольких образцах из обнажения U-4 MT-компонента накладывается на высокотемпературную компоненту, отличную по направлению от

NT-компоненты (рис. 5, обр. 497). Возможно, в этом случае мы имеем дело с той же NT-компонентой, но другой полярности и сильно контаминированной MT-компонентой, возможно, также, что эта компонента обязана своим происхождением внедрению нерсинской интрузии, расположенной в несколько километрах вниз по реке (см. ниже).

MT и NT-компоненты близки по направлению соответственно к среднетемпературной компоненте "B" и высокотемпературной компоненте "A", которые были выделены Д.В. Метелкиным с соавторами [Метелкин и др., 2005] в обнажениях карагасской серии р. Бирюсы (район устья р. Нерса), расположенных в нескольких десятках километрах к западу от района наших исследований. Различия направлений соответствующих компонент статистически незначимы, разница склонений

имеет разный знак для пар компонент МТ и “В” и НТ и “А”. Эти данные указывают на отсутствие сколько-нибудь заметных относительных вращений тектонических блоков, участвующих в строении региона, по крайней мере, с момента формирования рассматриваемых компонент.

Недавно были опубликованы новые данные, которые существенно увеличили имеющуюся палеомагнитную информацию по породам карагаской серии рек Бирюса и Уда [Метелкин и др., 2010]. Дополнительные определения направления компоненты “А” получены по 6 сайтам тагульской свиты и 9 сайтам — шангулежской свиты (все сайты — по р. Бирюса). Компонента “В” дополнительно определена в 5 сайтах, опробованных в долине рек Уда (3) и Бирюса (2).

Теперь мы можем более строго сравнить средние направления соответствующих компонент, определенных в породах карагаской серии долин рек Бирюса и Уда. Неожиданно, оказывается, что средние палеомагнитные направления НТ-компоненты карагаса Бирюсы и Уды различаются значительно ($\gamma/\gamma_c = 15.0/10.8$), что можно было бы рассматривать как вполне определенное указание на возможность относительных вращений тектонических блоков внутри рассматриваемого региона. Однако это было бы справедливо, если бы сравнение выполнялось для разновозрастных пород. В нашем же случае, это условие, строго говоря, не соблюдается: удинские данные получены по тагульской свите, а бирюсинские, в основном, по шангулежской, тагульской и ипситской свитам. Сравнение же бирюсинских и удинских данных только по тагульской свите Уды и Бирюсы не обнаруживает статистически значимого различия ($\gamma/\gamma_c = 10.6/12.9$).

Очень близки между собой (независимо от выбора системы координат) и средние направления среднетемпературной компоненты, рассчитанной для пород Уды и Бирюсы (табл. 2). Все эти данные уверенно указывают на отсутствие сколько-нибудь заметных (в пределах достигнутой точности) относительных вращений тектонических блоков в рассматриваемом районе.

Кучность средних по удинским сайтам направлений НТ-компоненты в стратиграфической системе координат более чем в два раза больше, чем в географической системе координат (см. табл. 3), что указывает на возможно доскладчатый возраст этой компоненты. Тест складки, выполненный в модификации Энкина [Enkin, 2003], уверенно подтверждает это предположение. Тот же тест, выполненный для совместной выборки НТ и “А” компонент удинского и бирюсинского участков, также положителен.

Вместе с положительным результатом теста обращения, полученным Д.В. Метелкиным с соавторами по карагасу Бирюсы [Метелкин и др., 2010] все это свидетельствует в пользу того, что выделен-

ная в карагасских породах высокотемпературная компонента намагниченности образовалась во время или вскоре после формирования пород.

Несколько сложнее определить относительно времени складчатости возраст среднетемпературной компоненты. Хотя на объектах р. Уда кучность для компоненты вырастает почти в два раза при переходе от стратиграфической системы координат к географической (табл. 2), этого недостаточно, для того, чтобы уверенно говорить о послескладчатом возрасте МТ-компоненты. Тест складок Энкина [Enkin, 2003] дает неопределенный результат, а тест моделирования распределений [Watson, Enkin, 1993] с 95%-ой вероятностью указывает на то, что МТ-компонента образовалась после складчатости.

С другой стороны, для МТ-компоненты, полученной по бирюсинским объектам, тест складок Энкина [Enkin, 2003] положителен, но при постепенном распрямлении складок максимум кучности наблюдается при распрямлении на 70%, а тест Ватсона—Энкина свидетельствует в пользу синскладчатого возраста компоненты.

Тестирование объединенной выборки, состоящей из средних по сайтам, полученных для МТ-компоненты Уды и компоненты “В” Бирюсы по методу Ватсона—Энкина, указывает на то, что максимальная кучность достигается при пропорциональном распрямлении складок в 48% при 95%-ом доверительном интервале — 29–67%. Следовательно, (подобно [Метелкин и др., 2005]) мы делаем вывод, что выделенная среднетемпературная компонента (МТ≡В) имеет синскладчатый возраст.

Нерсинская интрузия. Изученная интрузия опробована в четырех сайтах, отстоящих друг от друга на расстоянии от сотен метров до километра. Поведение намагниченности образцов из всех сайтов, более или менее, похоже. Помимо малостабильной современной компоненты иногда наблюдается среднетемпературная компонента (рис. 5, обр. 545), разрушающаяся в интервале температур 200–500°С. Высокотемпературная характеристическая компонента присутствует в значительной части образцов и имеет максимальные деблокирующие температуры, лежащие в области точки Кюри магнетита (рис. 5, обр. 572). Усредненное по сайтам направление характеристической компоненты показано в табл. 4. Рассчитанное среднее направление характеристической компоненты попадает, подобно направлениям нерсинских силлов долины р. Бирюсы [Метелкин и др., 2005], в ССЗ часть стереограммы (рис. 4), но, статистически значимо отличается от них. Наиболее просто и естественно объяснить это расхождение недостаточной осредненностью вариаций древнего геомагнитного поля при его записи в изученных интрузиях.

Таблица 3. Высокотемпературная компонента намагниченности в карагасской серии Удинского Присяянья (по-яснения в табл. 1)

Обнажение/Координаты/Ссылка	N	D_g°	I_g°	k	alfa95	D_s°	I_s°	k	alfa95
НТ-компонента, р. Уда, карагасская серия (тагульская свита)									
Обнажение u-4 $\varphi = 54.3^\circ; \lambda = 98.9^\circ$	8	324.3	27.6	6.5	23.5	321.4	27.6	6.1	24.4
Обнажение u-5 $\varphi = 54.4^\circ; \lambda = 98.9^\circ$	11	183.6	53.5	49.6	6.5	183.2	53.8	51.5	6.4
Обнажение u-6 $\varphi = 54.4^\circ; \lambda = 98.8^\circ$	9	179.9	39.9	20.6	11.6	176.1	38.3	20.6	11.6
Обнажение u-10 $\varphi = 54.6^\circ; \lambda = 98.4^\circ$	4	216.2	45.6	24.2	19.1	211.1	41.8	24.3	19.0
Обнажение u-11 $\varphi = 54.4^\circ; \lambda = 98.9^\circ$	7	187.3	43.7	17.8	14.7	187.6	39.7	17.5	14.9
Обнажение u-12 $\varphi = 54.5^\circ; \lambda = 98.9^\circ$	14	160.1	32.9	49.0	5.7	160.1	29.1	47.4	5.8
Обнажение u-13 $\varphi = 54.5^\circ; \lambda = 98.9^\circ$	14	155.2	36.0	22.6	8.5	176.1	33.6	25.9	8.0
Обнажение u-14 $\varphi = 54.5^\circ; \lambda = 98.9^\circ$	10	132.3	59.2	27.7	9.3	186.0	44.1	28.4	9.2
Среднее по Уде (без U-4)	7	174.1	46.9	16.3	15.4	182.1	40.8	32.8	10.7
НТ-компонента, р. Бирюса, карагасская серия (тагульская свита) [Метелкин и др., 2005, 2010]									
Обнажение 06s2 $\varphi = 55.1^\circ; \lambda = 98.0^\circ$	6	153.6	30.9	72.9	7.9	161.7	41.1	72.9	7.9
Обнажение 06s22 $\varphi = 55.1^\circ; \lambda = 98.0^\circ$	6	154.1	49.2	267.9	4.1	162.2	46	267.9	4.1
Обнажение 06s10 $\varphi = 55.1^\circ; \lambda = 98.0^\circ$	10	192.1	58.6	38.3	7.9	179.1	47.2	38.3	7.9
Обнажение 06s9 $\varphi = 55.1^\circ; \lambda = 98.0^\circ$	9	181.9	46.6	52.1	7.2	175.8	33.4	52.1	7.2
Обнажение 06s5 $\varphi = 55.1^\circ; \lambda = 98.0^\circ$	10	183.3	69	78.1	5.5	190.2	61.7	78.1	5.5
Обнажение 06s4 $\varphi = 55.1^\circ; \lambda = 98.0^\circ$	9	149.4	53.2	50.7	7.3	154.5	46.4	50.7	7.3
Kg-4	10	168.5	43.8	36.5	8.1	168.5	43.8	36.5	8.1
Среднее по тагульской свите р. Бирюсы	7	166.9	51.2	26.3	12.0	169.4	46.1	49.0	8.7
НТ-компонента, р. Бирюса, карагасская серия (шангулежская свита) [Метелкин и др., 2005, 2010]									
Обнажение 06s11 $\varphi = 55.1^\circ; \lambda = 97.9^\circ$	10	199.5	60.7	75.4	5.6	176.1	52.7	75.4	5.6
Обнажение 06s12 $\varphi = 55.1^\circ; \lambda = 97.9^\circ$	8	140.6	50.7	22.3	12	138	41	22.3	12
Обнажение 06s13 $\varphi = 55.1^\circ; \lambda = 97.9^\circ$	8	158.2	40.4	114.4	5.2	153.8	26.9	114.4	5.2
Обнажение 06s14 $\varphi = 55.1^\circ; \lambda = 97.9^\circ$	10	172	64.3	26.8	9.5	160.3	56.7	26.8	9.5
Обнажение 06s18 $\varphi = 55.1^\circ; \lambda = 97.9^\circ$	9	174.9	54.7	25	10.5	166.5	44.9	25	10.5
Обнажение 06s17 $\varphi = 55.1^\circ; \lambda = 97.9^\circ$	9	195.3	62.8	22.5	11.1	175.1	54	22.5	11.1
Обнажение 06s19 $\varphi = 55.1^\circ; \lambda = 97.9^\circ$	9	153.9	53.3	8.8	18.4	155.9	43.5	8.8	18.4
Обнажение 06s20 $\varphi = 55.1^\circ; \lambda = 97.9^\circ$	10	139.9	82.1	21	10.8	159.5	67.8	21	10.8
Обнажение 06s21 $\varphi = 55.1^\circ; \lambda = 97.9^\circ$	8	141.4	50	13.2	15.8	148.8	42.8	13.2	15.8
Kg-3	8	146.0	48.6	86.2	6.0	152.8	38.9	86.2	6.0
Среднее по шангулежской свите р. Бирюсы	10	161.2	58.3	25.5	9.8	157.7	47.4	34.8	8.3
НТ-компонента, р. Бирюса, карагасская серия (ипситская свита) [Метелкин и др., 2005]									
Kg-5	6	211.0	50.9	35.5	11.4	177.9	54.8	35.5	11.4
Среднее по Бирюсе	18	166.5	55.7	23.3	7.3	163.3	47.5	38.3	5.7
Среднее по Уде и Бирюсе	25	168.9	53.3	20.5	6.5	169.0	46.0	30.2	5.4
Средний полюс Plat = -6.6; Plong = 107.9; K = 24.7; A95 = 5.9, N = 25 (рассчитан для условной средней точки с координатами $\varphi = 54.7^\circ; \lambda = 98.4^\circ$)									

Таблица 4. Высокотемпературная компонента намагниченности в нерсинских интрузиях Удинского Присяянья (пояснения в табл. 1)

Обнажение/Координаты	N	D_g°	I_g°	k	alfa95	D_s°	I_s°	k	alfa95
НТ-компонента, р. Уда, нерсинская интрузия									
Обнажение u-7 $\varphi = 54.4^\circ; \lambda = 98.8^\circ$	11	348.2	5.7	20.5	10.3	348.2	5.7	20.5	10.3
Обнажение u-8 $\varphi = 54.4^\circ; \lambda = 98.8^\circ$	5	352.9	-5.2	15.4	19.5	352.9	-5.2	15.4	19.5
Обнажение u-8/2 $\varphi = 54.4^\circ; \lambda = 98.8^\circ$	8	0.5	0.6	35.6	9.4	0.5	0.6	35.6	9.4
Обнажение u-9 $\varphi = 54.4^\circ; \lambda = 98.8^\circ$	5	337.0	23.5	22.1	16.6	337.0	23.5	22.1	16.6
Среднее	4	349.9	6.2	26.9	18.0	349.9	6.2	26.9	18.0
НТ-компонента, р. Бирюса, нерсинские интрузии [Метелкин и др., 2005]									
Sill1	8	154.0	2.4	69.3	2.7	154.0	2.4	69.3	2.7
Sill2	9	302.6	10.2	22.1	11.2	303.1	-13.6	22.1	11.2
Sill3	7	325.0	-8.7	146.7	5.0	325.6	-5.8	146.7	5.0
Sill4	5	150.1	31.0	56.1	10.3	152.2	27.7	56.1	10.3
Среднее (без учета силла 2 – возможно повернутого – Д.В. Метелкин – личное сообщение)	3	328.2	-11.3	49.4	17.7	328.9	-9.3	63.2	15.6
Среднее Уда + Бирюса	7	340.6	-1.4	17.2	15.0	340.9	-0.5	18.9	14.2
Средний полюс: $Plat = -32.5$; $Plong = 120.6$; $A95 = 11.2^\circ$, $N = 7$									

Векторы среднетемпературной компоненты образуют очень размытое распределение с кучностью меньше 4, лежащее в СЗ квадранте стереограммы. Мы полагаем, что среднетемпературная компонента в изученных образцах образовалась в результате наложения нескольких перемагничивающих эпизодов на протяжении жизни породы.

ВОЗРАСТ КОМПОНЕНТ НАМАГНИЧЕННОСТИ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ И НЕРСИНСКИХ ИНТРУЗИЙ ДОЛИН РЕК УДА И БИРЮСА

К сожалению, контакт изученной на р. Уда интрузии с вмещающими породами не обнажен, что не позволяет выполнить тест обжига, и для подтверждения первичности выделенной намагниченности нам остается только сослаться на положительный результат соответствующего теста, выполненного для одной из нерсинских интрузий долины р. Бирюса в работе [Метелкин и др., 2005]. Обычно этого результата достаточно для того, чтобы считать намагниченность интрузии первичной. Между тем есть, по крайней мере, два обстоятельства, которые порождают сомнение в справедливости этого вывода.

Прежде всего, крайне странно выглядит сходство направлений [Метелкин и др., 2005], полученных по нерсинским силлам долины р. Бирюсы, имеющим возраст около 740 млн лет [Gladkochub et al., 2006], с палеомагнитными направлениями, выделенными в дайках этого же участка, возраст которых, согласно тем же авторам составляет около

612 млн лет. Однако это возражение достаточно легко снимается, во-первых, тем обстоятельством, что имеющихся определений по дайкам ($n = 2$) и силлам ($n = 3.4$) явно недостаточно, чтобы делать обоснованные суждения о статистически значимом сходстве или различии их направлений и, во-вторых, предположением о том, что кажущееся смещение полюса в интервале 740–610 млн лет было относительно небольшим. Последнее предположение поддерживается относительной близостью полюсов нерсинских силлов и эдиакарского полюса Сибири [Shatsillo et al., 2006].

Вторым беспокоящим обстоятельством является близость рассчитанного полюса к раннепалеозойскому интервалу Сибирской APWP (см. табл. 3, рис. 5), тем более что в близлежащих регионах широко развито венд-кембрийское перемагничивание пород [Shatsillo et al., 2006]. На это можно возразить, что: 1) законы природы не запрещают APWP образовывать петли и возвращаться на уже пройденные места; 2) в случае, если в регионе имело место событие, приведшее к перемагничиванию нерсинских пород, почему оно никак не отразилось на породах карагасской серии? Действительно, мы видим присутствие перемагничивающей компоненты в карагасских породах, но ее направление значительно отличается от направления характеристической компоненты нерсинских силлов.

Таким образом, гипотеза о раннепалеозойском перемагничивании нерсинских силлов вполне может быть снята. Тем не менее, ясно, что дополнительные исследования для обоснования пер-

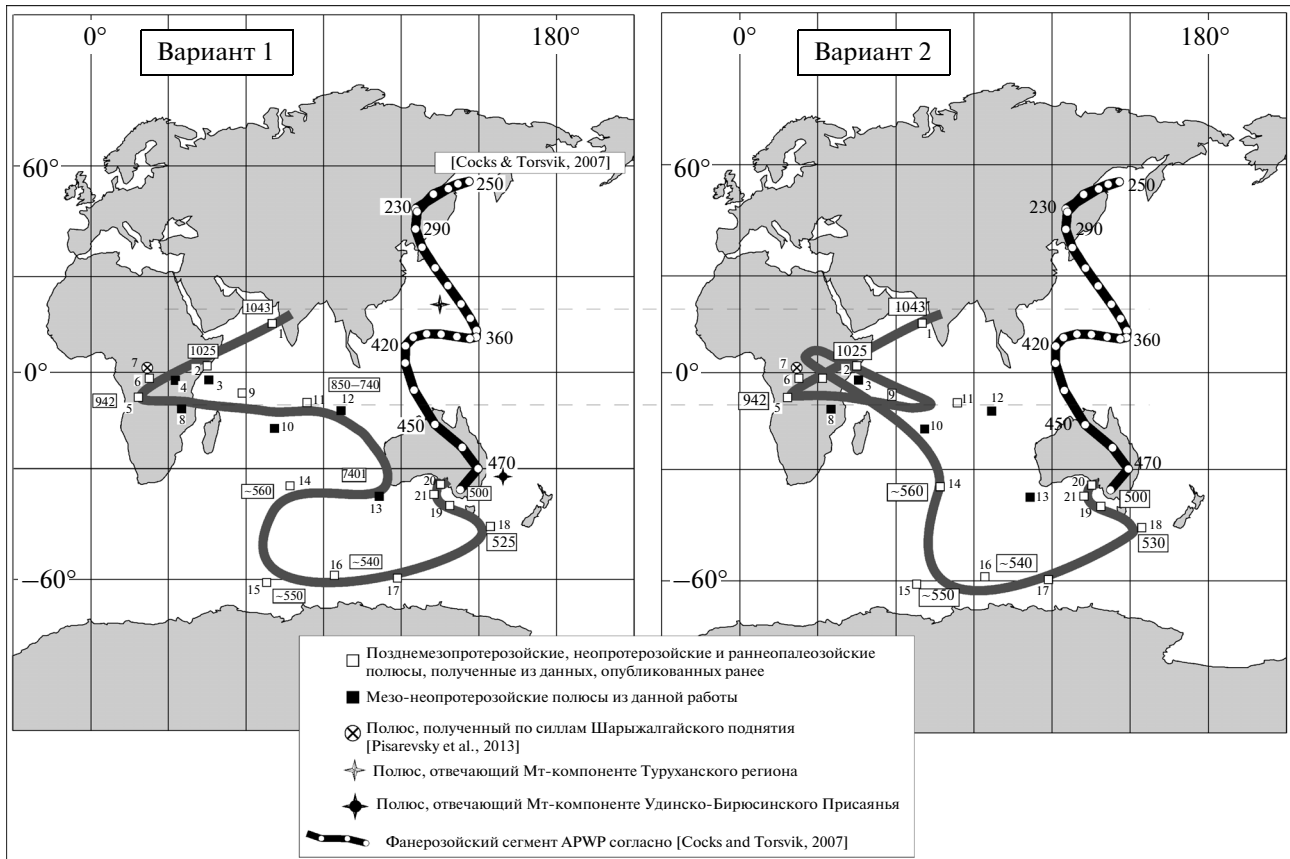


Рис. 6. Неoproтерозойский тренд палеомагнитных полюсов Сибирской платформы.

Условные обозначения: 1 – позднемезопротерозойские, неoproтерозойские и раннепалеозойские полюсы, полученные из данных, опубликованных ранее; 2 – мезо-неoproтерозойские полюсы из данной работы; 3 – полюс нерсинского комплекса, полученный по Шарыжалгайскому выступу [Pisarevsky et al., 2013]; 4 – полюс, отвечающий МТ-компоненте Туруханского региона; 5 – полюс, отвечающий МТ-компоненте Удинско-Бирюсинского Присяянья; 6 – фанерозойский сегмент APWP Сибирской платформы, согласно [Cocks, Torsvik, 2007]. Нумерация полюсов в соответствии с табл. 5.

вичности выделенной компоненты намагниченности крайне желательны.

Определенные “опасения” вызывает также относительная близость полюса, рассчитанного для высокотемпературной компоненты карагасской серии, к среднепалеозойскому сегменту сибирской APWP (рис. 6). Ранее нами [Шацилло и др., 2004; Шацилло, 2006] сообщались примеры среднепалеозойского перемагничивания в регионах южной части Сибирской платформы, поэтому эти опасения, безусловно, заслуживают внимания. В этом случае, помимо уже приведенного общего соображения о возможных петлях на APWP, можно привести еще один, на наш взгляд, очень сильный довод в пользу первичности высокотемпературной компоненты. Как уже было показано выше, среднетемпературная компонента в карагасских породах образовалась после высокотемпературной компоненты. Судя по положению полюса, относительно палеозойской APWP Сибири (рис. 6), среднетемпературная синскладчатая компонента

не могла образоваться позднее ордовика. Следовательно, высокотемпературная доскладчатая компонента не могла образоваться в результате среднепалеозойского (постордовикского) перемагничивания.

Таким образом, выполненный анализ позволяет нам сделать следующие выводы:

1. Характеристические компоненты, выделенные в карагасской серии и в нерсинских субвулканических интрузиях изученных нами и Д.В. Метелкиным с соавторами [Метелкин и др., 2005; 2010] являются первичными;

2. Среднетемпературная компонента карагасской серии с большой вероятностью возникла в результате перемагничивающего события в кембрийское время.

Полученные данные также указывают на: 1) отсутствие заметных относительных вращений блоков Удинского и Бирюсинского участков, изученных нами и Д.В. Метелкиным с соавторами

[Метелкин и др., 2005]; 2) раннепалеозойский (кембро-ордовикский) возраст деформаций рифейских пород региона (ввиду вероятной син-складчатости МТ-компоненты).

ТРЕНД ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ И ДРЕЙФ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ

До последнего времени количество палеомагнитных данных для неопротерозоя Сибирской платформы, более или менее удовлетворяющих современным критериям надежности, было крайне ограничено. Цитируемые выше работы, выполненные сотрудниками лаборатории ВНИГРИ, В.Ф. Давыдовым и А.Я. Кравчинским, С.С. Брагиным и их коллегами представляли собой первые пионерские исследования, использовавшие заметно отличающуюся от современной методикой и опирающиеся на очень несовершенную стратиграфическую и геохронологическую основу. Прогресс в методике и технике палеомагнитных исследований, существенное развитие представлений о стратиграфии опорных неопротерозойских разрезов, выполнение современных изотопных определений возраста создали основу для дальнейшего продвижения в изучении палеомагнетизма неопротерозоя Сибирской платформы. На этой основе был получен ряд определений для самого начала неопротерозоя [Павлов и др., 2002], для времени, отвечающему второй половине позднего рифея [Метелкин и др., 2005; 2010; Скляр и др., 2001], а также для венда [Kravchinsky et al., 2001; Pisarevsky et al., 2000; Shatsillo et al., 2005; 2006].

КРИТИКА МОДЕЛИ APWP СИБИРИ Д.В. МЕТЕЛКИНА С СОАВТОРАМИ

Д.В. Метелкин с соавторами [Метелкин и др., 2005; 2007] предприняли попытку обобщить имеющиеся данные и выявить на их основе генеральный тренд смещения палеомагнитного полюса Сибирской платформы в интервале 1000–500 млн лет назад. Фактически, это первая попытка подобного синтеза и, естественно, предложенная Д.В. Метелкиным с соавторами модель включает в себя элементы, которые могут вызвать на себя определенную, иногда довольно серьезную критику.

Наиболее существенны из них следующие: 1) использованы палеомагнитные данные по объектам, не принадлежащим к структуре Сибирской платформы на (предполагаемое) время образования намагниченности; 2) использованы сибирские полюсы, полученные по районам с интенсивной разломной тектоникой, ненарушенное положение которых относительно платформы вызывает определенные сомнения; 3) возрастная привязка ряда палеомагнитных определений вызывает обоснованные сомнения; 4) данные по Ал-

данскому и Ангаро-Анабарскому мегаблоку используются совместно без учета тектонической поправки на раскрытие среднепалеозойской Виллюйской рифтовой системы; 5) используются данные с низким статистическим обоснованием и, напротив, не используются, без какого-либо объяснения, данные, основанные на большом статистическом материале, в значительной степени, отвечающие современным критериям палеомагнитной надежности.

Рассмотрим более детально отдельные палеомагнитные определения, вошедшие в исходную выборку полюсов [Метелкин и др., 2007], имеющие ключевое значение при построении рассматриваемой модели APWP.

Палеомагнитные определения по предивинскому и усть-ангарскому комплексам Енисейского кряжа [Метелкин и др., 2004; Лавренчук и др., 2005]

Эти определения получены по западным зонам (Предивинский и Центрально-Ангарский террейны) Енисейского Кряжа, которые, согласно современным взглядам [Верниковский, Верниковская, 2006] были присоединены к Сибирскому кратону в венде или в позднейшем рифее, в результате аккреционно-коллизийных процессов. Очевидно, что такие определения, будь они сами по себе идеального качества, нельзя непосредственно переносить на платформу и, тем более, использовать для построения кривой кажущейся миграции, ввиду крайне высокой вероятности вращений исследуемых фрагментов террейнов при их присоединении к платформе. Даже в случае территориальной близости этих комплексов к Сибирской платформе во время их формирования, данные по ним, в лучшем случае, можно было бы использовать только для оценки палеошироты места присоединения террейнов, да и то, при условии что они за все время своего существования не испытали значительных сдвиговых перемещений относительно платформы (например, в случае косой аккреции).

Палеомагнитные определения по ушаковской свите Прибайкалья [Pisarevsky et al., 2000], миньской свите Прибайкалья [Kravchinsky et al., 2001] и шаманской свите Присаянья [Kravchinsky et al., 2001]

В первую очередь необходимо подчеркнуть, что шаманская и ушаковская свиты, по всей видимости, отвечают одному и тому же стратиграфическому уровню и согласно последним данным ([Советов, Комлев, 2005; Летникова и др., 2004; 2006; и др. — сведено и обобщено в работах [Shatsillo et al., 2005; Шацилло, 2006]) могут быть соотносены с немакит-далдынским ярусом, т.е., в отличие от указанных в работе [Метелкин и др., 2007]

возрастов 650–580 и 650–545, имеют возраст 544–531 млн лет.

Определение, полученное С.А. Писаревским с соавторами по ушаковской свите р. Лена [Pisarevsky et al., 2000], несмотря на высокий индекс надежности (выделенное направление доскладчатое, биполярное, в статистике использованы 32 образца), имеет резко дискордантное положение по отношению к другим надежным определениям для этого возраста, в том числе и по ушаковской свите смежного региона [Kravchinsky et al., 2001; Shatsillo et al., 2005; 2006]. Данное расхождение нами уже обсуждалось ранее [Shatsillo et al., 2005; Шацилло, 2006] и, на наш взгляд, может быть обусловлено локальным разворотом тектонического блока, по которому получено определение. По данным структурно-геологических и геофизических исследований [Мазукабзов, 2003; Александров и др., 2001; Матых, 1997] в рассматриваемом регионе в значительной мере проявлена складчато-надвиговая тектоника. В целом, общая структура региона представляет собой набор надвиговых пластин, перемещенных в северо-западном направлении (от периферии к центру кратона). По некоторым оценкам [Мазукабзов, 2003; и др.] амплитуда смещения по поверхностям надвигов в Прибайкалье составляла до 10 км. Перемещения такого масштаба вполне могли вызвать значительные вращения тектонических пластин в горизонтальной плоскости, что могло явиться причиной дискордантного положения полюса.

Аналогичные сложности возможны и с определением, полученным В.А. Кравчинским с соавторами по миньской свите [Мазукабзов, 2003; и др.]. С данным определением связаны и другие проблемы. Во-первых, это определение получено по крайне незначительному числу образцов: всего использовано 12 образцов, из них непосредственно направления (“end points”) определены только по 6 образцам. Во-вторых, полевые исследования 2006 г., проведенные К.М. Константиновым (устное сообщение) показали, что для этого определения была неверно указана стратиграфическая привязка, и что изученные породы относятся не к миньской свите венда, а к усатовской свите раннего кембрия (томмот).

Таким образом, в работах [Метелкин и др., 2005; 2007] при разработке APWP используются ряд весьма спорных палеомагнитных полюсов. При этом следует отметить, что в анализ без всякого пояснения не включены недавно полученные вендские полюсы Сибирской платформы [Shatsillo et al., 2005; 2006], которые вполне отвечают принятым критериям надежности.

Палеомагнитное определение по субвулканическим телам нерсинского комплекса р. Бирюса [Метелкин и др., 2005]

Как уже отмечалось, по этим телам получены определения изотопного возраста (Ar-Ar метод по плагиоклазу) составившие 741 ± 4 и 612 ± 6 млн лет [Gladkochub et al., 2006], что указывает на существование двух разновозрастных генераций базитов. Этот вывод подтверждается отчетливо выраженной геохимической спецификой для каждой генерации [Gladkochub et al., 2006]. Учитывая тот факт, что в рассматриваемое определение вошли данные полученные по обоим генерациям, более корректно, по-видимому, было бы, либо пересчитать соответствующий полюс, либо отнести его к интервалу 741–612 млн лет.

Модель неопротерозойской APWP, предлагаемая Д.В.Метелкиным с соавторами, не учитывает многочисленные данные, указывающие на то, что Алданский и Ангаро-Анабарский блоки Сибирской платформы испытали в среднем палеозое значительное относительное вращение, связанное, по всей видимости, с открытием Вилюйской рифтовой системы [Гуревич, 1983; Павлов, Петров, 1997; Smethurst et al., 1998; Павлов и др., 2000]. С каждым годом появляются все новые результаты, поддерживающие эту идею [Павлов, 2006; Шацилло и др., 2007; Павлов и др., 2012; Powerman et al., 2013]. Недавно нами было показано, что характер распределения мощности кристаллического фундамента под Вилюйской синеклизой также отлично согласуется с палеомагнитными данными [Pavlov et al., 2008]. Если так, то очевидно, что учет относительного вращения названных блоков является необходимым при составлении модели APWP для Сибирской платформы.

В работе Д.В. Метелкина с соавторами [Метелкин и др., 2005] справедливо указывается на важность проблемы поздневендских-раннекембрийских полюсов Сибирской платформы для определения полярности докембрийских палеомагнитных направлений. Проблема состоит в том, что для этого временного интервала существует, по крайней мере, две группы альтернативных определений, что так или иначе, уже обсуждалось в значительном количестве работ [Kirschvink, Rozanov, 1984; Pisarevsky et al., 1997; Павлов и др., 2004; Метелкин и др., 2005; Shatsillo et al., 2005; 2006; Pavlov et al., 2006; и др.]. Д.В. Метелкин с соавторами выбирают из этой альтернативы так называемую “мадагаскарскую” группу полюсов в ущерб “австралийской”, используя при этом довод, состоящий в том, что “австралийские” полюсы могут являться результатом средне-позднекембрийского перемагничивания. Не вдаваясь в детальный разбор этой проблемы, приведем на наш взгляд, очевидные возражения, которые непосредственно каса-

ются используемого Д.В. Метелкиным с соавторами аргумента. Эти возражения следующие:

Действительно, как показывают многочисленные данные, на юге Сибирской платформы широко распространено перемагничивание поздне-рифейских, вендских и раннекембрийских пород [Shatsillo et al., 2006]. Однако это перемагничивание сильно “растянуто” по времени и происходило на протяжении длительного периода, включавшего венд, кембрий и даже ордовик (на что в частности указывают данные полученные в настоящей работе) и отражает, вероятно, аккреционные события, протекавшие вдоль южной границы Сибирской платформы в это время. Важно, при этом, что в эдиакарских породах мы встречаем направления перемагничивания, соответствующие палеомагнитным полюсам, которые **значимо** отличаются от хорошо известных средне-позднекембрийских полюсов Сибирской платформы и, следовательно, не могут быть результатом средне-позднекембрийского перемагничивания [Shatsillo et al., 2006]. При этом эти полюсы, очевидно, тяготеют к “австралийской” группе.

Другое возражение состоит в том, что полюсы “австралийской” группы получены не только на юге Сибирской платформы, но и на ее северо-западе, севере, северо-востоке и юго-востоке, в районах, где отсутствуют какие-либо следы раннепалеозойского перемагничивания [Pavlov et al., 2006; Павлов и др., 2004].

ПРЕДЛАГАЕМАЯ МОДЕЛЬ APWP

Результаты, представленные в настоящей работе, позволяют с учетом уже опубликованных данных предложить для Сибирской платформы 2 новые альтернативные модели кривой кажущейся миграции полюса в неопротерозое. В отличие от модели, предложенной Д.В. Метелкиным с соавторами [Метелкин и др., 2005; 2007], эти модели опираются на данные, полученные исключительно по Сибирской платформе и учитывают относительное вращение ее Алданского и Ангаро-Анабарского блоков [Павлов, Петров, 1997; Павлов и др., 2000; Pavlov et al., 2008]. По причинам, отмеченным выше, мы не используем вендские полюсы из работ [Pisarevsky et al., 2000; Kravchinsky et al., 2001]. В настоящей работе мы также не обсуждаем нижнекембрийский полюс Кишвинка [Kirschvink, Rozanov, 1984], поскольку он не был подтвержден в ходе повторных исследований разрезов, по которым Кишвинк получил свой результат (см. напр., [Torsvik et al., 1998]). Кроме того, мы не считаем возможным использовать данные по нижнему кембрию, представленные А.Ю. Казанским [Казанский, 2002], ввиду их малой статистической “наполненности” (число полученных “конечных направлений” – 1–3).

Отдельного обсуждения заслуживает полюс, полученный К.М. Константиновым по дайкам и силлам нерсинского комплекса Шарыжалгайского выступа (см. [Скляр и др., 2001], (табл. 5)) и затем уточненный в работе [Pisarevsky et al., 2013].

Различие палеомагнитных полюсов нерсинских интрузий Удинского и Бирюсинского районов с одной стороны и Шарыжалгайского выступа, с другой, имея в виду результаты Ar-Ar датирования, представляется загадочным. Поскольку, согласно Ar-Ar данным [Gladkochub et al., 2006; Sklyarov et al., 2003] эти интрузии образовались в близкое время (~740 Ма и ~760 Ма соответственно), то при отсутствии взаимных вращений полученные по ним палеомагнитные полюсы должны быть близки между собой. Отсутствие заметных локальных вращений в Удинско-Бирюсинском Присяянье и в пределах Шарыжалгайского выступа подтверждается палеомагнитными данными, которые хорошо согласуются между собой внутри регионов. Предположение же о вращении в целом Шарыжалгайского блока или Удинско-Бирюсинского Присяянья относительно друг друга или относительно Сибирской платформы не находит никаких подтверждений в геологической летописи. Исходя из близости полюса Константинова-Писаревского к полюсам уйской серии Учуро-Майского района и первоначальной оценки возраста нерсинских тел Шарыжалгай 880–890 млн лет [Гладкочуб и др., 2000] можно предположить, что современная оценка времени формирования этих интрузий является сильно омоложенной. Внимательно отнестись к этому предположению заставляет также то, что новые данные U-Pb датирования по бадделиту из силла нерсинского комплекса Бирюсы определенно указывают на то, что Ar-Ag датировки могут быть сильно омоложены. Нам представляется, что имеющееся противоречие может быть хотя бы частично разрешено в случае выполнения в будущем U-Pb датирования бадделита из нерсинских интрузий Шаражалгай и повторного заверочного U-Pb датирования силлов долины р. Бирюсы.

На настоящий момент мы стоим перед альтернативой: либо, вслед за Д.В. Метелкиным с соавторами [Метелкин и др., 2005; 2007] на данном этапе исследований не пытаться как-то интегрировать в нашу модель палеомагнитный полюс Шарыжалгайских нерсинских интрузий (предполагая, что полученный Ar-Ag возраст верен для Бирюсинской нерсы и неверен для Шаражалгай), либо согласиться с тем, что истинным для бирюсинских интрузий является U-Pb возраст (с соответствующим удревлением пород карагасской серии), а для Шаражалгайских интрузий – Ar-Ag возраст. В результате мы получаем две альтернативные модели APWP, которые будут рассмотрены нами ниже.

Таблица 5. Палеомагнитные полюсы неопротерозоя и начала палеозоя Сибирской платформы

№	Объект, возраст	Plat°	Plong°	dp/dm A95°	Ссылки
1	Малгинская свита, Учуро-Майский район, 1043 ± 14 Ма [Овчинникова и др., 2001]	25.4 (15.6)	50.5 (70.2)	2.6	[Gallet et al., 2000]
2	Средний полюс лахандинской серии, Учуро-Майский район, 1025 ± 40 Ма [Семихагов и др., 2000]	13.7 (2.1)	23.2 (45.1)	10.7	[Павлов и др., 2000]
3	Сухотунгусинская свита, Туруханский район, 1035 ± 60 Ма [Овчинникова и др. 1995]	-2.4	45.7	15.0	Настоящая работа
4	Деревнинская свита, Туруханский район, R ₃	-3.4	30.9	4.3	Настоящая работа
5	Кандыкские силлы, Учуро-Майский район, 942 ± 19 Ма [Павлов и др., 2002]	3.1 (-7.9)	356.5 (18.5)	4.3	[Павлов и др., 2002]
6	Усть-кирбинская свита, Уйская серия, Учуро-Майский район, 930–950 Ма [Khadoley et al., 2007]	8.1 (-3.3)	2.6 (24.9)	10.4	[Павлов и др., 2002]
7a	Нерсинские интрузии р. Китой и Оног, Шарьжалгайский выступ, 758 ± 4; 743 ± 47 Ма [Sklyarov et al., 2003] (не используется)	-3.4	21.7	1.9/3.8	Константинов предв. данные в [Скляров и др., 2001]
7b	Нерсинские интрузии р. Китой и Оног, Шарьжалгайский выступ, 758 ± 4; 743 ± 47 Ма [Sklyarov et al., 2003]	1.1	22.4	7.4	[Pisarevsky et al., 2013]
8	Мироединская свита, Туруханский район, R ₃ (~900–850 Ма?)	-11.7	35.2	4.5	Настоящая работа
9	Уджинская свита, Уджинское поднятие, R ₃	-6.6	58.6	6.4	[Родионов, 1984]
10	Верхнехайпахская подсвита, Оленекское поднятие, 800–900, 920 Ма(?) – К-Аг [Комар, 1966]	-17.8	71.1	4.6	Настоящая работа
11	Большая Уджинская Дайка, Уджинское поднятие, 840–911 Ма (?) [Осипова, Поршнев, 1966]	-9.6	83.7	3.6	[Родионов, 1984]
12	Карагасская серия, Удинское Присаянье, 850 (760?)–740 Ма	-6.6	107.9	5.9	Настоящая работа, [Метелкин и др., 2005; 2010]
13	Нерсинский комплекс, Удинское Присаянье, ~740 Ма	-32.5	120.6	11.2	Настоящая работа, [Метелкин и др., 2005; 2010]
14	Айсинская, мошакская, чистяковская свга, Енисейский кряж и Бирюсинское Присаянье, V ₂ eds (~560 Ма)	-35.1	75.1	6.3	[Shatsillo et al., 2006]

Таблица 5. Окончание

№	Объект, возраст	Plat°	Plong°	dp/dm A95°	Ссылки
15	Редколесная свита, Енисейский кряж, V ₂ edc-nd (~550 Ma)	-60.8	68.1	5.1	[Shatsillo et al., 2006]
16	Усть-тагульская, мотская, иркутская, островная свиты, Бирюсинское, Центральное Присаянье и Енисейский кряж, V ₂ nd (~540 Ma)	-59.0	94.3	5.0/7.8	[Shatsillo et al., 2006]
17	Улаковская, куртунская, мотская, иркутская свиты, В. Присаянье и Ю-3 Прибайкалье, V ₂ nd (~540 Ma)	-59.7	118.6	6.4	[Shatsillo et al., 2005]
18	Хараоттхская и посерская свиты, Хараулах, V ₂ nd-E ₁ tom	-53.4	164.1	6.2/8.5	[Павлов и др., 2004]
	Верхи еркекетской свиты, р. Хорбусуонка, E ₁ toy	-48.0	133.0	5.3/8.0	[Gallet et al., 2003]
	Верхи туркутской свиты, р. Хорбусуонка, V ₂ nd	-45.8	150.2	6.2/9.5	[Павлов и др., 2004]
	Кессюсинская свита, р. Оленек, V ₂ nd-E ₁ tom	-37.6	165.0	9.3/15.4	[Pisarevsky et al., 1997]
	Еркекетская свита, р. Оленек, E ₁ tom-bot	-44.8	158.7	5.7/8.8	[Pisarevsky et al., 1997]
	Средний полюс для нижнего кембрия (~525 Ma)	-46.5	154.5	10.9	
19	Лабазная свита, р. Кулюмбэ, E ₂ tau	-41.9	136.2	1.8/2.9	[Pavlov and Gallet, 2001]
	Юнклюбит-юряхская свита, река Хорбусуонка, E ₂ amg-may	-43.7	140.5	2.0/3.3	[Gallet et al., 2003]
	Юнклюбит-юряхская свита, река Оленек, E ₂ amg-may	-36.4	139.6	3.0/5.2	[Pisarevsky et al., 1997]
	Средний полюс для среднего кембрия (~505 Ma)	-40.7	138.8	6.3	
20	р. Мойеро, E ₃	-37.0	138.4	3.6/6.4	[Gallet and Pavlov, 1996]
	Кулюмбинская свита, р. Кулюмбэ, E ₃ sak-aks	-36.1	130.7	2.0/3.4	[Pavlov and Gallet, 1998]
	Среднее по Чопко, Кулюмбэ, Курейке, E ₃	-30.5	136.8	21.2	Рассчитано по [Казанский, 2002]
	Средний полюс для верхнего кембрия	-34.6	135.3	7.4	
21	р. Мойеро, O ₁ tre	-40.3	137.5	5.3/9.0	[Gallet et Pavlov, 1996]
	р. Кулюмбэ, O ₁ tre	-35.2	127.2	3.1/5.5	[Pavlov and Gallet, 1998]
	р. Кулюмбэ, O ₁ tre	-36	138	3.6/6.2	[Родионов и Гуревич, 2010]
	Средний полюс для тремадока (~490 Ma)	-37.3	134.2	8.5	

Примечания. Докембрийские полюсы приведены в "нетрадиционной" ("индоокеанской") опции полярности. Цифры в скобках – координаты палеомагнитных полюсов, с введенной поправкой за раскрытие Виллоиской рифтовой системы (приведение полюсов Алданского блока к координатам Ангаро-Анабарского) – эйлеровский полюс – 62° с.ш., 117° в.д., вращение 25° пр. час. стрелки. Прочие пояснения в табл. 1.

Вариант 1. Начальная часть кривой для интервала 1050–950 млн лет (рис. 6) сама по себе не вызывает каких-либо сомнений в ее достоверности. Однако до сих пор остается нерешенным вопрос о выборе полярности соответствующих палеомагнитных направлений. В зависимости от выбора опции полярности северные палеомагнитные полюсы Сибирской платформы для этого временного интервала попадают либо в центральную часть Тихого океана, либо в южную Азию и Северную Африку. Этот вопрос обсуждается в литературе давно, начиная, практически, с получения первых палеомагнитных определений по докембрию Сибирской платформы. При этом разными авторами по тем или иным, достаточно предварительным соображениям, выбирались как одна, так и другая опция магнитной полярности. Сметарс с соавторами [Smethurst et al., 1998], опираясь на массив данных, полученных по среднему-позднему рифею Учуро-Майского района к середине 90-х годов [Павлов, 1994] и исходя из принципа минимизации перемещений, предложили для Сибири кривую КПМ, рифейские полюсы которой, лежали в Тихом океане. В значительной степени этот выбор (“тихоокеанский тренд”) опирался на изотопные датировки, имевшиеся к тому времени для пород уйской серии Учуро-Майского района, был логичен и для своего времени, безусловно, справедлив.

Пересмотр возраста уйской серии [Rainbird et al., 1998; Павлов и др., 2002] привел к пониманию того, что между более или менее надежными полюсами позднего рифея и раннего палеозоя лежит абсолютно незаполненный интервал длительностью около 400 млн лет. По сути, это снова возвращало вопрос к его исходной точке, поскольку применение принципа минимизации перемещений для таких интервалов времени является, мягко говоря, проблематичным.

Получение новых палеомагнитных определений К.М. Константиновым [Склярков и др., 2001], С.А. Писаревским с соавторами [Pisarevsky et al., 2000] и В.А. Кравчинским с соавторами [Kravchinsky et al., 2001] не сдвигало, к сожалению, этот вопрос с мертвой точки: первое из названных определений попадало в ту же область, что и уйские полюсы и, таким образом, никак не очерчивало возможный полюсный тренд, а последние два, будучи получены для близких по возрасту пород, фактически противоречили друг другу. Кроме того, вендские определения В.А. Кравчинского с соавторами и Писаревского с соавторами относились к самому концу рассматриваемого временного интервала и даже, будучи бесспорными, все равно не снимали бы имеющейся проблемы.

Полученные в настоящей работе полюсы мироедихинской и хайпахской свит, а также данные по карагасской серии и нерсинскому комплексу

Бирюсинского Присяянья [Метелкин и др., 2005; 2010, настоящая работа] и венду юго-запада Сибирской платформы [Shatsillo et al., 2005; 2006] дают возможность несколько продвинуться в решении обсуждаемого вопроса. Рассмотрим возможные варианты неопротерозойской APWP в свете полученных в настоящей работе и опубликованных ранее данных.

Сухотунгусинский полюс (рис. 6 № 3) ничего не дает для решения нашей задачи, однако тот факт, что он хорошо согласуется с полюсами Учуро-Майского района, скорректированными за относительный поворот Алданского и Ангаро-Анабарского блоков, еще раз поддерживает как гипотезу относительного поворота, так и существующую корреляцию опорных разрезов Учуро-Майского и Туруханского районов [Семихатов, Серебряков, 1983].

Как уже отмечалось выше, полюс, полученный по деревнинской свите, довольно неплохо согласуется с полюсами лахандинской серии, близкой по возрасту деревнинской свите. Этот факт снова согласуется с гипотезой относительного вращения и с принятой в настоящее время корреляцией Учуро-Майского и Туруханского разрезов, однако немного добавляет в понимании неопротерозойского тренда сибирских палеомагнитных полюсов, поскольку близок по возрасту уже известному полюсу лахандинской серии.

Выше мы привели аргументы в пользу того, что мироедихинская свита (~900 Ма?) несколько моложе уйской серии, по которой имеются наиболее молодые рифейские достоверные полюсы (кандыкская и усть-кирбинская свиты). Следовательно, полюс мироедихинской свиты должен наращивать участок сибирской APWP, полученной по Учуро-Майскому району. Поскольку при выбранной опции полярности мироедихинский и уйские полюсы находятся довольно близко друг от друга, нет сомнений в том, что соединяющая их линия должна идти к востоку от уйских полюсов.

На продолжении линии, соединяющей усть-кирбинский и мироедихинский полюсы, лежит полюс хайпахской свиты (рис. 6), принадлежность которой к верхнему рифею подтверждается, в частности присутствием в ней характерных строматолитов *Inzeria tjomusi* [Семихатов, Серебряков, 1983]. Важно, что такие же строматолиты описаны в породах верхнерифейской уджинской свиты Уджинского поднятия [Семихатов, Серебряков, 1983], по которой имеется палеомагнитный полюс, полученный в 1984 г. В.П. Родионовым. Несмотря на то, что при получении этого определения не использовалась современная процедура полного размагничивания, есть основание полагать, что оно может достаточно адекватно отражать истинное положение палеомагнитного полюса времени накопления уджинской свиты: в работах [Родионов, 1984; Гуревич, 1983] сообщается, что темпера-

турной чисткой до 450°C удавалось разрушать значительную часть наложенной намагниченности; в породах свиты обнаружены направления прямой и обратной полярности; число использованных образцов — более 30.

Полус, полученный В.П. Родионовым по уджинской свите, лежит в непосредственной близости от хайпахского полюса (рис. 6), тем самым, повышая степень достоверности последнего и поддерживая идею о восточном тренде палеомагнитных полюсов в позднем рифее в пост — уйское время.

Уджинская дайка [840–911 Ма — Шпунт и др., 1982; Осипова, Поршнева, 1966], представляющая на самом деле систему субвулканических тел основного состава, прорывает отложения уджинской свиты, что не оставляет сомнений в том, что она моложе уджинской свиты. Полус этой дайки лежит на продолжении намечаемого тренда, подводящего APWP к полюсу карагасской серии (рис. 6).

Новые (предварительные) палеомагнитные данные Константинова с соавторами [Константинов и др., 2007; Константинов — фондовые материалы] по уджинским объектам, полученные на современном уровне, в целом, согласуются с результатами В.П. Родионова [Родионов, 1984], что еще более укрепляет уверенность в их реальности.

Отметим, что для обоснования предлагаемого тренда использование уджинских полюсов является желательным, но не необходимым. Здесь мы их используем не только для поддержки развиваемой схемы, но и для того, чтобы показать, что наша модель обладает преимуществом по отношению к данным, полученным ранее нашими коллегами из Палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ.

Хотя имеющиеся геологические данные вполне допускают то, что породы хайпахской свиты формировались позже мироедихинских отложений, у нас нет этому прямых доказательств, помимо соотношения полученных палеомагнитных полюсов. Это, безусловно, является одним из слабых мест развиваемой модели.

Если принять (а для этого есть серьезные основания — см. напр. [Shatsillo et al., 2006]) для учуро-майских и туруханских полюсов нетрадиционную “индокеанскую” опцию полярности (табл. 5, рис. 6), тогда APWP пройдет на восток от мироедихинского полюса вдоль северной части Индийского океана таким образом, что полюс хайпахского времени окажется недалеко от карагасского полюса, расположенного к северо-западу от Австралии. Далее, через нерсинский полюс кривая пройдет к эдиакарскому полюсу, соединив, таким образом, рифейский и венд-палеозойский тренды сибирских палеомагнитных полюсов (рис. 6). Из всех возможных для данной выборки полюсов, только что описанный вариант кажущейся миграции полюса в наибольшей степени соответствует принципу минимизации перемещений.

В этом легко убедиться, сравнив его с другими возможными вариантами. Один из них описывается моделью Д.В. Метелкина с соавторами [Метелкин и др., 2007]. Если согласиться с замечаниями, высказанными нами выше в отношении ряда полюсов, использованных Д.В. Метелкиным с соавторами в их модели (2005 г., 2007 г.), то в случае принятия предлагаемой в данной работе опции полярности для карагасского (850–740 млн лет) и нерсинского (740 млн лет) полюсов, между ними и эдиакарским (560 млн лет) полюсом [Shatsillo et al., 2006] расстояние окажется в два-три раза больше, чем в случае альтернативного выбора. Не меньшие, если не большие проблемы возникают при рассмотрении вариантов, допускающих возвращение к традиционной опции полярности для учуро-майских и туруханских полюсов.

Вариант 2. Этот вариант предполагает исключение из рассмотрения удинско-бирюсинских карагасского и нерсинского полюсов (как, возможно, не неопротерозойских) и, напротив, допущение истинности полюса возрастом ~760 млн лет, полученного Константиновым и Писаревским с соавторами по интрузиям Шарыжалгая. Это допущение не меняет генерального направления неопротерозойского тренда сибирской APWP от юго-западной Африки к Антарктиде и затем к южной Австралии, однако приводит к заметному изменению формы кривой APWP. Принятие полюса Константинова-Писаревского с учетом данных, представленных в настоящей работе, с необходимостью требует существования петли APWP для интервала времени 950–760 млн лет назад (рис. 6). После перемещения в пост-уйское время палеомагнитного полюса в северо-западную часть Индийского океана, к 760 млн лет назад он возвращается в район центральной Африки, после чего начинает смещаться к юго-востоку (до ~560 млн лет назад), затем к югу (до ~550 млн лет назад) и почти достигает Антарктиды. Для интервалов времени ~1050—~ 850–800 млн лет и ~560 млн лет — ~530 варианты 1 и 2 между собой не различаются.

Неопротерозойский дрейф Сибирской платформы

Рассмотрим теперь характер дрейфа Сибирской платформы в неопротерозое, вытекающий из нашей модели кажущейся миграции полюса для этого времени (рис. 7).

Согласно варианту 1 этой модели в самом конце мезопротерозоя большая часть Сибирской платформы находилась в субтропическом поясе северного полушария, при этом к северу она была обращена своим западным (в современных координатах) краем. В лахандинское время, отвечающее приблизительно границе мезо- и неопротерозоя, Сибирский кратон сместился к югу, таким образом, что его восточные границы оказались практически на экваторе. Вначале уйского (кан-

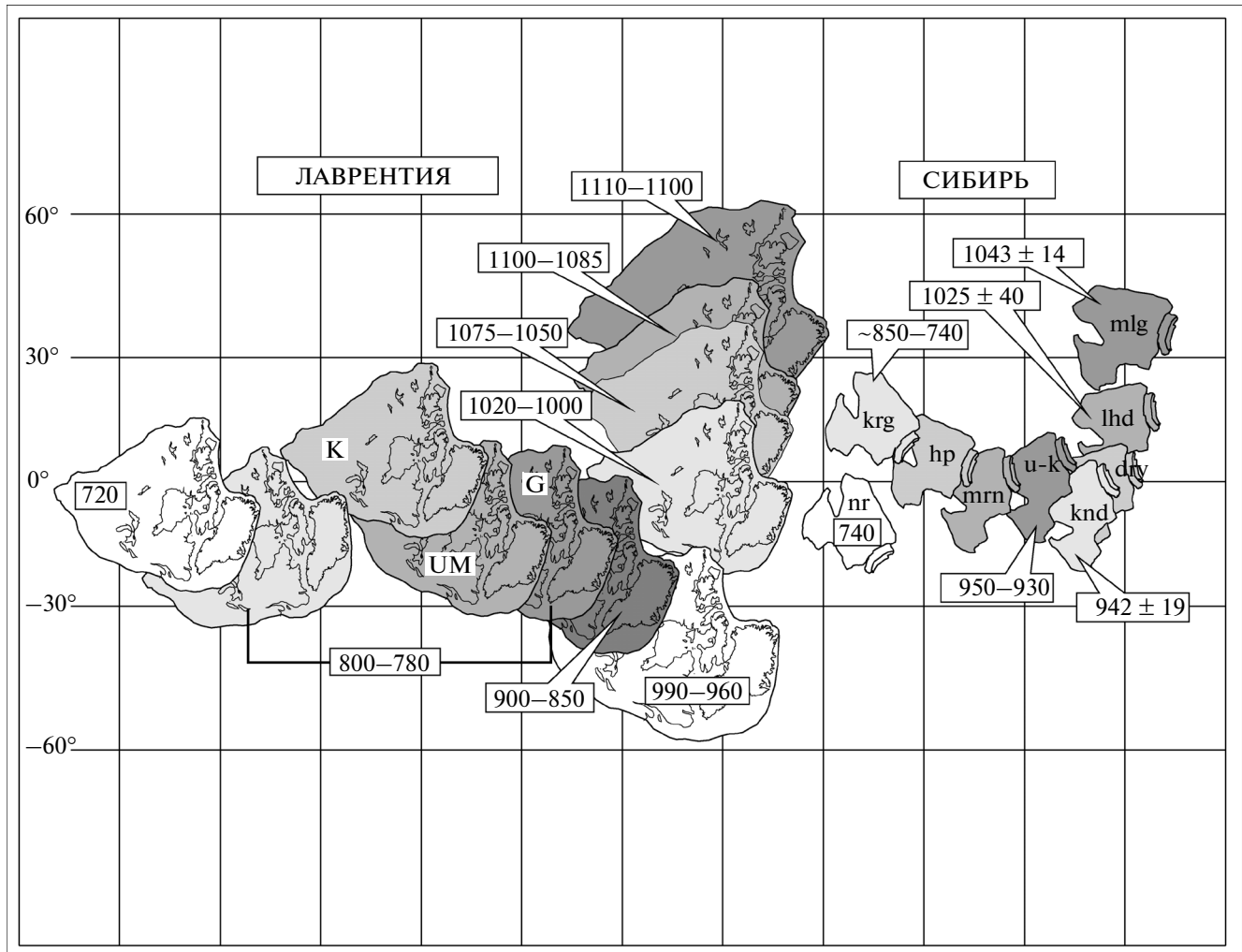


Рис. 7. Дрейф Сибирской платформы и Лаврентии в интервале 1100–720 млн лет согласно варианту 1 предлагаемой модели. Вариант 2 исключает положения Сибири с индексами krg и nr и включает положение Сибири ~760 млн лет назад приблизительно такое же, как показано для кандыкского (knd) времени.

Индексы: К – Kwagunt formation, UM – Uinta Mountain Group, G – Galeros formation; nr – нерсинское время, krg – карагасское, hp – хайпахское, mrn – мироедихинское, u-k – усть-кирбинское, knd – кандыкское, drv – деревнинское, lhd – лахандинское, mlg – малгинское. Цифры – возраст в миллионах лет.

дыкского) времени движение к югу продолжается, однако, вскоре, возможно одновременно с образованием учуро-майских силлов (рифтовое событие?), происходит изменение преобладавшей до этого тенденции смещения платформы. В результате вплоть до хайпахского времени происходит умеренное смещение кратона из приэкваториальных южных широт в приэкваториальные северные широты.

С этого момента появляются различия между вариантом 1 и вариантом 2 нашей модели. Согласно варианту 1 Сибирский кратон движется на север и в карагасское время (~840–750 млн лет назад) снова оказывается в тропических широтах северного полушария. При этом происходит заметное вращение кратона (~40°) относительно меридиана. Затем тенденция широтного смещения

снова меняется, платформа начинает смещаться в южном направлении и, по-видимому, движется так вплоть до конца эдиакария, когда она оказалась в самой южной точке своего дрейфа за все время своего существования [Shatsillo et al., 2006; Веселовский и др., 2006].

Вариант 2 не предполагает смещения кратона к северу в послехайпахское (<900–800 млн лет) время и заметных его вращений, по крайней мере, до 760 млн лет назад. Напротив, согласно варианту 2 нашей модели к этому времени значительная часть территории Сибири оказывается южнее экватора, а ее ориентация [Pisarevsky et al., 2013] остается близкой к таковой, какую она имела в кандыкское время.

Сплайн – представление нашей модели в вариантах 1 и 2 приведено в табл. 7.

Таблица 6. Сплайн-модель неопротерозойской траектории кажущейся миграции полюса для Сибирской платформы

Возраст	Plat	Plong	Plat	Plong
	вариант 1		вариант 2	
500	-40	144	-40	144
525	-55	124	-55	125
550	-55	83	-55	82
600	-32	64	-22	39
650	-23	79	-2	20
700	-19	101	5	13
750	-12	109	2	21
800	-11	95	-7	50
850	-14	67	-14	64
900	-12	35	-12	37
950	-7	20	-7	20
1000	2	33	2	33
1025	8	49	9	49
1050	15	70	15	70
1070	17	86	17	87

Примечания. Использован сплайн-метод, предложенный Юппом и Кентом [Jupp, Kent, 1987] и реализованный в программе GMAP [Torsvik, Smethurst, 1999]. Параметр сглаживания – 350, данные взвешены по величине круга доверия A95. При расчете использовались полюсы из табл. 5 № 1, 2, 5, 6, 7b, 8, 9, 10, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, с условными возрастными соответствиями: 1 – 1050 Ма, 2 – 1025 Ма, 5 – 950 Ма, 6 – 940 Ма, 7b – 760 Ма, 8 – 900 Ма, 9 – 850 Ма, 10 – 850 Ма, 12 – 750 Ма, 13 – 740 Ма, 14 – 560 Ма, 15 – 550 Ма, 16 – 540 Ма, 17 – 540 Ма, 18 – 525 Ма, 19 – 505 Ма, 20 – 500 Ма. Для уровней 1100 и 512 Ма использовались полюсы тоттинской свиты [Павлов, 1994] и тойонского яруса [Gallet et al., 2003] соответственно. Прочие пояснения в табл. 1.

АРWP И ДРЕЙФ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ЛАВРЕНТИИ) В ИНТЕРВАЛЕ ВРЕМЕНИ 1100–720 МЛН ЛЕТ НАЗАД

Интервал времени 1.1–0.95 млрд лет для Лаврентии достаточно хорошо наполнен палеомагнитными определениями, многие из которых надежно датированы. Несмотря на это существуют определенные расхождения в оценке положения лаврентийской кривой кажущейся миграции полюса. Хотя на данном этапе исследований эти расхождения и не носят принципиального характера, различие в положении одновозрастных участков могут доходить до 15°–20°. В качестве иллюстрации этих расхождений можно сравнить последовательности средних полюсов, предложенных С.А. Писаревским и Л.М. Натаповым [Pisarevsky, Natapov, 2003] и В.Э. Павловым с соавторами [Павлов и др., 2002] (табл. 7, полюсы 1–5). Тренд, приведенный в последней работе, является простым осреднением полюсов, отобранных для этого интервала Вэйлом с соавторами [Weil et al., 1998]. Примерно такой же тренд используется в работах [Warnock et al., 2000] и [Weil et al., 2003]. В отличие от тренда Писаревского и Натапова (сходного с таковым Элстона с соавторами [Elston et al., 2002], Мирта и Торсвика [Meert, Torsvik, 2003]), идущего от 30–40-х широт северного

полушария практически на юг вдоль меридиана 180°, смещение полюса здесь происходит примерно из тех же областей, но в юго-юго-восточном направлении.

Различия в описании лаврентийского сегмента АРWP 1.1–0.95 млрд лет на данном этапе исследований можно, вероятно, рассматривать, как различия второго порядка, которые не меняют интерпретацию принципиально (в частности, общую оценку палеогеографического положения Лаврентии), но имеют значение для выяснения деталей тех или иных палеотектонических реконструкций. Так, в частности, в случае принятия выбранного нами варианта (табл. 7), в рассматриваемый период времени Сибирская платформа может быть соединена своим южным или юго-юго-восточным краем с северным (в современной системе координат) побережьем Северной Америки [Gallet et al., 2000; Павлов и др., 2002]. Альтернативная интерпретация (табл. 7, значения в скобках) приводит примерно к такому же взаимному положению Сибири и Лаврентии, однако требует, чтобы между ними имелось некоторое пространство [Pisarevsky, Natapov, 2003]. Понятно, что такие различия в интерпретации существенно меньше различий между вариантами, предлагав-

Таблица 7. Полюсы Лаврентии для интервала времени 1100–720 млн лет назад (пояснения в табл. 1)

№	Возраст (млн лет)	Полюс		Источник
		PLat	PLong	
1	1100–1110 (1095)	45 (27)	192 (181)	[Weil et al., 1998] ([Halls and Pesonen, 1982; Davis and Paces, 1990])
2	1085–1100 (1087)	33 (22)	180 (181)	[Weil et al., 1998] ([Diehl and Haig, 1994; Davis and Paces, 1990])
3	1050–1075 (1050)	24 (5)	177 (179)	[Weil et al., 1998] ([Henry et al., 1977; Wingate et al., 2002])
4	1000–1020 (1020)	9 (–11)	165 (181)	[Weil et al., 1998] ([Roy and Robertson, 1978; McCabe and Van der Voo, 1983])
5	960–990 (970–990)	–23 (–36)	148 (143)	[Weil et al., 1998] ([Buchan and Dunlop, 1976])
6	900–850	–10	163	[Weil et al., 2003] (Nankoweap formation, Grand Canyon Supergroup); [Warnock et al., 2000]
7	800–740	–2	163	[Weil et al., 2004] (Galeros formation, Grand Canyon Supergroup)
8	~800–750	1	161	[Weil et al., 2006] (Uinta Mountain Group)
9	800–740	18	166	[Weil et al., 2004] (Kwagunt formation, Grand Canyon Supergroup)
10	780	8	135	[Pisarevsky and Natapov, 2003]
11	720	6	161	[Pisarevsky and Natapov, 2003]

шимися ранее для описания взаимного положения Сибири и Лаврентии, что позволяет существенно сократить круг рассматриваемых реконструкций.

На протяжении многих лет дискутируется форма так называемой “гренильской петли”, т.е. участка лаврентийской APWP, отвечающего приблизительно интервалу времени 1000–800 млн лет. Имеющиеся проблемы в значительной степени связаны с тем, что палеомагнитные полюсы, определенные для этого интервала, получены в основном по медленно остывавшим метаморфическим породам с использованием различных компонент намагниченности, последовательность образования которых была до конца не ясна.

В зависимости от выбора той или иной временной последовательности палеомагнитных полюсов, их смещение в течение этого временного интервала предлагалась либо по часовой [McWilliams, Dunlop, 1978; Berger et al., 1979; Hyodo, Dunlop, 1993; Alvarez, Dunlop, 1998], либо против часовой стрелки [Weil et al., 1998]. Данные, полученные с использованием детальной термохронометрии и специальной низкотемпературной чистки [Warnock et al., 2000], скорее подтверждают последнюю точку зрения. Существенным, если не решительным доводом в пользу смещения лаврентийских полюсов рассматриваемого возраста против часовой стрелки являются новые палеомагнитные полюсы, полу-

ченные по стратиграфической последовательности слагающей среднюю и верхнюю часть супергруппы Большого Каньона, а именно по неопротерозойским свитам Nankoweap, Galeros и Kwagunt, возраст которых оценивается как 900–850, 800 и 740 млн лет [Weil et al., 2003; 2004; 2006]. Эти полюсы хорошо согласуются с близкими по возрасту полюсами, полученными по магматическим породам Tsezotene Sills (778 млн лет) и Franklin Dykes (723 млн лет) [Park, Aitken, 1986; Christie, Fahrigh, 1983], что позволяет очертить тренд для этого возраста точками, приведенными в таблице (табл. 7, полюсы 6–9). Приведенные в этой таблице полюсы являются простым осреднением полюсов соответствующих возрастов из работ [Weil et al., 2003; 2004; 2006; Warnock et al., 2000].

Таким образом, современные представления о характере перемещения палеомагнитного полюса Лаврентии в течение интервала времени 1.1–0.7 млрд лет можно выразить последовательностью полюсных координат представленных в табл. 7.

Согласно этим данным, в интервале 1.1–0.95 млрд лет Лаврентия подобно Сибирской платформе перемещалась из субтропических широт северного полушария в тропические и субтропические широты южного полушария (рис. 7). Как было показано нами ранее [Павлов и др.,

1999; 2000; 2002; Gallet et al., 2000], лаврентийский и сибирский сегменты APWP хорошо согласуются, если допустить, что в это время названные кратоны находились недалеко друг от друга, и Сибирь была обращена к северным территориям Лаврентии своим южным или юго-юго-восточным краем. Вблизи временного уровня 990–960 млн лет Лаврентия подобно Сибири меняет направление своего широтного дрейфа и начинает перемещаться к северу (рис. 7). Ко времени накопления свиты Квагунт, принадлежащей супергруппе Большого Каньона, Лаврентия (ее центральные области) оказывается на экваторе, где и остается, по крайней мере, до 720 млн лет назад.

СОПОСТАВЛЕНИЕ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ СЕГМЕНТОВ APWP СИБИРИ И ЛАВРЕНТИИ И ВРЕМЯ РАСПАДА СУПЕРКОНТИНЕНТА РОДИНИЯ

В ставших уже классическими работах Хоффмана, Диела и Мура [Hoffman, 1991; Dalziel, 1991; Moores, 1991], приводятся аргументы в пользу того, что распад суперконтинента Родиния, частями которого, согласно этим и многим другим авторам являлись Сибирь и Лаврентия, произошел около 750 млн лет назад. Между тем не исключено, что отрыв отдельных кратонных блоков от общей суперконтинентальной массы и их отделение друг от друга могло происходить как раньше, так и много позже. В частности, время разделения Сибири и Лаврентии разными авторами определяется по-разному, существующие оценки времени этого события лежат в очень широком диапазоне [Хераскова и др., 2010; Sears, Price, 2000; Pelechaty, 1996; Ярмолюк и др., 2005; Condie, Rozen, 1994; Khudoley et al., 2007]. В работах [Sears, Price, 2000; Pelechaty, 1996], например, высказывается мнение о том, что это разделение произошло только в нижнем кембрии. Ярмолюк с соавторами [Ярмолюк и др., 2005] приводят аргументы в пользу того, что разделение этих древних кратонов произошло к 670–660 млн лет назад, однако еще довольно долгое время, вплоть до 630 млн лет назад размеры разделявшего их океана были относительно невелики. Конди и Розен [Condie, Rozen, 1994] полагают, что разделение Сибири и Лаврентии произошло 720–780 млн лет назад. А.К. Худoley с соавторами [Khudoley et al., 2007] допускают интерпретацию, согласно которой разделение Сибири и Лаврентии началось около 1000 млн лет, привело к образованию относительно небольшого океанического бассейна, закрытие которого происходило в течение 835–785 млн лет. Сразу же вслед за закрытием океанического бассейна начался новый рифтинг, продолжавшийся 780–735 млн лет назад, что привело к окончательному отделению Сибири и Лаврентии.

Сопоставление неопротерозойских сегментов APWP Сибири и Лаврентии представляет собой прямой метод для определения времени разделения Сибири и Лаврентии. Поскольку последние являлись важными составными частями суперконтинента Родиния, сопоставление этих кривых также дает важные ограничения на время существования этого суперконтинента. Если Сибирь и Лаврентия являлись частями единого суперконтинента, то их APWP для этого интервала времени должны совпадать или (учитывая современную точность геохронологических и палеомагнитных данных), быть согласованы, при условии восстановления их взаимного положения в каком они находились в составе суперконтинента. Ранее нами было показано, что для интервала времени 1050–950 млн лет назад можно найти такое взаимное положение рассматриваемых кратонов, при котором их APWP будут достаточно хорошо согласованы. Как справедливо отмечается в работе [Pisarevsky et al., 2008] возможность такого согласования является одним из самых сильных доводов в пользу того, что Сибирь и Лаврентия в конце мезо-начале неопротерозоя (1050–950 млн лет назад) действительно являлись частями одного суперконтинента. Если бы они продолжали входить в состав единого суперконтинента (точнее, являться частями единой жесткой плиты), соответствующие APWP продолжали бы повторять друг друга вплоть до времени их разделения. На рис. 8 показано совмещение APWP при повороте сибирской кривой на угол 148° вокруг эйлеровского полюса $\varphi = 75^\circ$ с.ш.; $\lambda = 110^\circ$ в.д. и соответствующая этому полюсу реконструкция. Следует отметить, что в зависимости от выбора критерия оптимизации такого совмещения можно получить несколько различающиеся эйлеровские полюсы и, соответственно, несколько различающиеся реконструкции, которые, при этом, не будут отличаться принципиально (см. обсуждение выше).

На рис. 8 видно, что для варианта 1 нашей модели совпадение сибирской и лаврентийской кривых наблюдается, в лучшем случае, лишь до мироедихинского времени (~ 900 Ма?), затем кривые расходятся. Это значит, что с этого времени Лаврентия и Сибирь не могли являться частями единой плиты. Аналогичный вывод следует из анализа выполненного Т.Н.Херасковой с соавторами [Хераскова и др., 2010]. Обращает на себя внимание при этом, что расхождение кривых отражает первоначально скорее наличие относительных вращений этих кратонов, а не их расхождение. Широтные же составляющие их движений остаются подобными. Из рис. 7 видно, что генеральное согласование широтных перемещений Сибири и Лаврентии можно проследить вплоть до карагасского и, возможно, нерсинского времени. В этой связи, интересно отметить, что подобное соотношение Сибири и Лаврентии предполагалось авто-

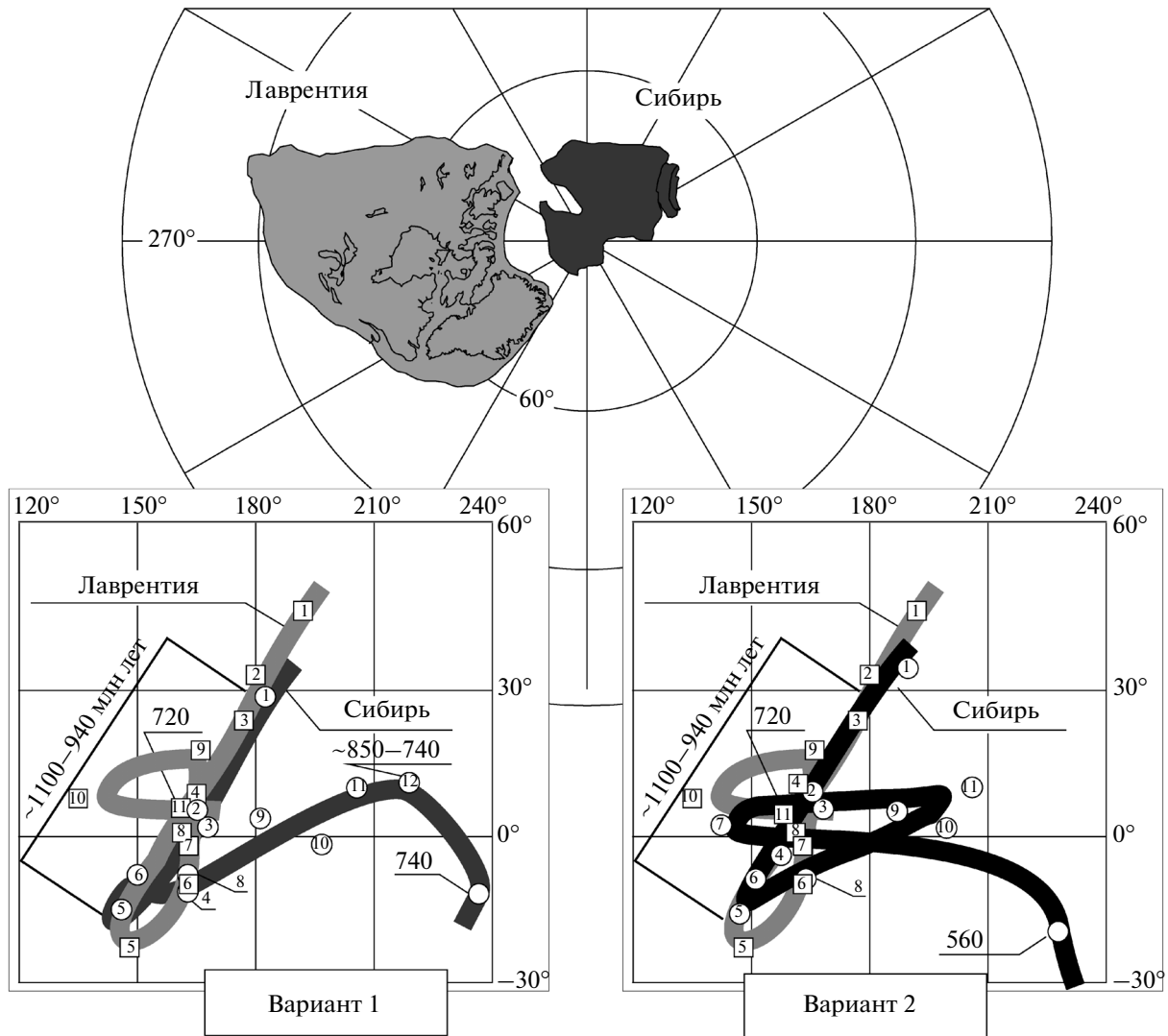


Рис. 8. Совмещение мезо-неопротерозойских участков КМП Сибири и Лаврентии и соответствующая реконструкция взаимного положения этих кратонов в современных координатах Лаврентии. Пояснения в тексте. Кружки – полюсы Сибири, квадраты – полюсы Лаврентии, нумерация в соответствии с табл. 5 и табл. 6.

рами работы [Метелкин и др., 2007] при сравнении их модели APWP с соответствующей лаврентийской моделью. Однако если подобно авторам работы [Метелкин и др., 2007] интерпретировать такое поведение как отражение сдвиговых смещений, то, в нашем случае следует предполагать, что не право-, а левосдвиговые смещения Сибири относительно Лаврентии предшествовали полному разделению этих кратонов.

Вариант 2 интересен тем, что для сибирской траектории кажущейся миграции полюса предполагается наличие петли соответствующей гренвильской петле в APWP Лаврентии. Несмотря на то, что формы этих петель в деталях не совпадают, само наличие близких по возрасту петель на сибирской и лаврентийской APWP можно рассматривать как сильное указание на то, что, по край-

ней мере, до 760 млн лет назад данные кратоны являлись частями единого суперконтинента. Различия же в форме петель может объясняться либо недостаточностью имеющегося палеомагнитного материала, либо относительно небольшими относительными смещениями Сибири и Лаврентии внутри суперконтинента.

ВЫВОДЫ

1. Получены новые палеомагнитные определения для позднерифейских образований Туруханского и Оленекского поднятий и Удинского Присянья, которые в сочетании с ранее опубликованными данными позволяют предложить для Сибирской платформы предварительную модель неопротерозойской кривой кажущейся миграции полюса;

2. Предлагается 2 возможных варианта сибирской APWP, существование которых определяется наличием альтернативных полюсов для времени ~760–740 млн лет — удинско-бирюсинских [Метелкин и др., 2005; 2010, настоящая работа] и шарыжалгайских [Pisarevsky et al., 2013]. Согласно этой модели в конце мезопротерозоя — самом начале неопротерозоя Сибирская платформа переместилась из субтропического пояса северного полушария в тропические широты южного, после чего произошло изменение направления широтного дрейфа и к хайпахскому времени (900–800 млн лет) Сибирь почти полностью оказалась в приэкваториальных широтах северного полушария. Далее, ко времени ~760–750 млн лет, Сибирь либо продолжает перемещаться к северу до тропических широт северного полушария с вращением против часовой стрелки (вариант 1), либо остается в приэкваториальной области, испытывая небольшие смещения к югу без заметных вращений (вариант 2). Затем движение Сибирского кратона приобретает устойчивое южное направление, которое выдерживается вплоть до конца эдиакарского времени.

3. Сравнение позднемезопротерозойских-неопротерозойских сегментов кривых кажущейся миграции полюса Сибири и Лаврентии свидетельствует, в случае принятия варианта 1, в пользу того, что со времени ~900 млн лет назад эти кратоны не могли входить в состав единой жесткой плиты, однако, по крайней мере, до 740–760 млн лет назад могли являться составными частями единого континентального агломерата (континента). Вариант 2 позволяет в первом приближении согласовать сибирскую и лаврентийскую траектории кажущейся миграции полюса для интервала времени от ~1050–1100 до ~760 млн лет, что может рассматриваться как сильное указание на то, что в течение этого времени Сибирь и Лаврентия входили в состав единого суперконтинента.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 13-05-12030, 13-05-00127, 14-05-00323, Программы № 10 ОНЗ РАН и Министерства образования и науки РФ, Проект № 14.Z50.31.0017.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров В.К., Сизых В.И., Бухаров А.А., Мац В.Д.* Новые данные о покровном строении Байкальского хребта // Докл. РАН. 2001. Т. 380. № 4. С. 511–516.
- Брагин С.С.* Использование палеомагнитных данных для решения некоторых вопросов геологии позднего рифея Присяянья. Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Венд и рифей. Новосибирск. 1985. С. 57–63.
- Брагин С.С.* Некоторые проблемы стратиграфии карагасской серии позднего рифея Присяянья. Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Стратиграфия и палеонтология. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1986. С. 32–39.
- Брагин С.С.* Палеомагнитный разрез по р. Уде (Присяянье). Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее южное обрамление. Новосибирск. 1987а. С. 63–78.
- Брагин С.С.* Палеомагнитный разрез позднедокембрийских отложений бассейна р. Ии (Присяянье). Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее южное обрамление. Новосибирск. 1987б. С. 51–63.
- Брагин С.С., Комиссарова Р.А.* Палеомагнитный разрез карагасской серии верхнего докембрия по р. Бирюсе (Присяянье). Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск. 1986. С. 121–141.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е.* Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 35–52.
- Веселовский Р.В., Петров П.Ю., Карпенко С.Ф., Костицын Ю.А., Павлов В.Э.* Новые палеомагнитные и изотопные данные по позднепротерозойскому магматическому комплексу северного склона Анабарского поднятия // Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 6. С. 775–779.
- Власов А.Я., Апарин В.П.* Некоторые данные о палеомагнетизме позднедокембрийских отложений Енисейского Кряжа. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Красноярск: Изд-во СО АН СССР. 1963. С. 409–413.
- Гладкочуб Д.П., Склярёв Е.В., Мазукабзов А.М. и др.* Неопротерозойские дайковые рои Шарыжалгайского выступа — индикаторы раскрытия Палеоазиатского океана // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 4. С. 504–508.
- Горохов И.М., Семихатов М.А., Аракелянц М.М. и др.* Rb-Sr, K-Ar, H- и O-изотопная систематика среднерифейских аргиллитов дебенгдинской свиты Оленекского поднятия (Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 41–56.
- Гуревич Е.Л.* Палеомагнетизм верхнедокембрийских толщ Иркутского амфитеатра, проблемы их корреляции и палеогеографического положения. Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии. Ленинград. 1981. С. 11–22.
- Гуревич Е.Л.* Палеомагнитные исследования докембрийских отложений севера Сибирской платформы. Палеомагнетизм верхнего докембрия СССР. Ленинград: тр. ВНИГРИ. 1983. С. 39–51.
- Давыдов В.Ф., Кравчинский А.Я.* Палеомагнитные исследования горных пород Восточной Сибири. Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М.: Наука. 1965. С. 294–302.
- Давыдов В.Ф., Кравчинский А.Я.* Палеомагнитные исследования стратифицированных пород Восточной Сибири. Геофизические исследования при решении геологических задач в Восточной Сибири. Вып. 4. М.: Недра. 1970. С. 124–147.
- Должник Т.А., Воронцова Г.А.* Новые данные о возрасте отложений карагасской серии // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204. № 2. С. 426–429.

- Домышев В.Г.* Рифейские базиты Байкало-Саяно-Енисейского краевого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. 1976. 85 с.
- Казанский А.Ю.* Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск. 2002. 429 с.
- Комар В.А.* Строматолиты в корреляции опорных разрезов рифея Сибири и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 30–35.
- Комар В.А.* Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука. 1966. 122 с.
- Константинов К.М., Павлов В.Э., Петухова Е.П., Гладкочуб Д.П.* Результаты рекогносцировочных палеомагнитных исследований горных пород Уджинского поднятия (север Сибирской платформы). Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: Изд-во. ГЕОС. 2007. С. 69–71.
- Лавренчук А.В., Метелкин Д.В., Белоносов И.В.* Новые петролого-геохимические и палеомагнитные данные по неопротерозойским дайковым комплексам Саяно-Енисейской окраины Сибирского кратона. Вестн. Том. ун-та. Приложение: Материалы науч. конф. “Петрология магматических и метаморфических комплексов”. Томск. 2005. С. 100–105.
- Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вещева С.В., Ковач В.П.* Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, Sm-Nd и Sr-изотопные свидетельства // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 5. С. 818–823.
- Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вещева С.В.* Результаты геохимических и изотопных исследований отложений байкальской серии – схождения и расхождения с биостратиграфическими и историко-геологическими методами. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: изд-во ИГ СО РАН. 2004. Т. 2. С. 18–21.
- Мазукабзов А.М.* Структура и геодинамика южной окраины Сибирского кратона. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск. 2003.
- Малых А.В.* Сравнительный анализ и генезис складчатых структур восточной части Иркутского амфитеатра // Геотектоника. 1997. № 2. С. 28–38.
- Мельников Н.В., Якишин М.С., Шишкин Б.Б. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск. 2005. 428 с.
- Метелкин Д.В., Белоносов И.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М.* Палеомагнитные направления в интрузиях нерсинского комплекса Бирюсинского Присяянья как отражение тектонических событий в неопротерозое // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 4. С. 398–413.
- Метелкин Д.В., Благовидов В.В., Казанский А.Ю.* История формирования карагасской серии Бирюсинского Присяянья: синтез палеомагнитных и литолого-фациальных данных // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 8. С. 1114–1133.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.* Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и Геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 42–59.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Белоносов И.В.* Палеомагнетизм вулканогенных комплексов Предивинского террейна Енисейского кряжа и геодинамические следствия // Докл. РАН. 2004. Т. 399. № 1. С. 90–94.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др.* U-Pb систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 5. С. 525–536.
- Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Васильева И.М., Горохов И.М., Каурова О.К., Подковыров В.Н., Гороховский В.М.* Pb-Pb возраст среднерифейской малгинской свиты, Угуро-Майский район Восточной Сибири // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 527–539.
- Осипова З.В., Поршнев Г.И.* О возрасте траппов Уджинского поднятия. Уч. записки НИИГА, регион. Геология. 1966. Вып. 8. С. 207–209.
- Павлов В.Э., Галле И., Шаццло 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.* Место рождения Сибирской платформы. Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС. 2006. С. 88–91.
- Павлов В.Э.* Палеомагнитные полюсы Учуро-Майского гипостратотипа рифея и рифейский дрейф Алданского блока Сибирской платформы // Докл. РАН. 1994. Т. 336. № 4. С. 533–537.
- Павлов В.Э., Галле И.* Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии в конце Мезопротерозоя по палеомагнитным данным // Геотектоника. 1999. № 6. С. 16–28.
- Павлов В.Э., Галле И., Шаццло А.В.* Палеомагнетизм верхнерифейской лахандинской серии Учуро-Майского района и гипотеза позднепротерозойского суперконтинента // Физика Земли. 2000. № 8. С. 23–24.
- Павлов В.Э., Петров П.Ю.* Палеомагнетизм рифейских отложений Иркинеевского поднятия Енисейского кряжа – новый довод в пользу единства Сибирской платформы в среднем рифее // Физика Земли. 1997. № 6. С. 42–55.
- Павлов В.Э., Петров П.Ю.* Палеомагнитное исследование рифейских отложений Туруханского района // Физика Земли. 1996. № 3. С. 70–81.
- Павлов В.Э., Петров П.Ю., Журавлев А.З., Галле И., Шаццло А.В.* Уйская серия и позднерифейские свиты Учуро-Майского района: изотопные и палеомагнитные данные и гипотеза позднепротерозойского суперконтинента // Геотектоника. 2002. Т. 36. № 4. С. 278–292.
- Павлов В.Э., Шаццло А.В., Магомедов М.С.* Палеомагнетизм верхоленской свиты и проблема относительных перемещений Алданского и Ангаро-Анабарского блоков Сибирской платформы. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород / Матер. междунар. школы-

- семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. 8–12 октября 2012 г. С.-Петербург, Петергоф. 2012. С. 165–169.
- Работнов В.Т., Нарожных Л.И., Комар В.А.* К стратиграфии верхнего докембрия Присаянья // Докл. РАН СССР. 1971. Т. 200. № 6. С. 1407–1410.
- Родионов В.П., Гуревич Е.Л.* Опорный магнитостратиграфический разрез отложений нижнего ордовика Северо-Запада Сибирской платформы // Нефтегазовая геология. Теория и практика: электр. науч. журн. <http://www.ngtr.ru>. 2010 г. Т. 5. Вып. № 3.
- Родионов В.П.* Палеомагнетизм верхнего докембрия и нижнего палеозоя района р. Удья. Палеомагнитные методы в стратиграфии / Л.: изд-во ВНИГРИ. 1984. С. 18–28.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Гороховский В.М., Подковыров В.Н.* Изотопный возраст границы между средним и верхним рифеем: Pb–Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. РАН. 2000. Т. 372. С. 216–221.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука. 1983. 213 с.
- Сергеев В.Н.* Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация и биостратиграфическое значение. М.: GEOS. 2006. 280 с.
- Сидорова Э.П.* Палеомагнитные исследования синийских и кембрийских отложений в районе р. Мая. Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М.: Наука. 1965. С. 304–309.
- Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В., Константинов К.М., Синцов А.В.* Комплексы-индикаторы распада суперконтинента Родиния в структурах южного фланга Сибирского кратона. Путеводитель геологической экскурсии научного совещания “Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия” // Иркутск: ИЗК СО РАН. 2001. 78 с.
- Советов Ю.К., Комлев Д.А.* Тиллиты в основании оселковой серии Присаянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 4. С. 3–34.
- Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немец В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А.* Северный сегмент палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.* Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 1–24.
- Хоментовский В.В.* Байкалий Сибири (850–650 млн лет) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 4. С. 313–333.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С.* Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 25–33.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.* Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. Москва: Наука. 1972. 355 с.
- Шацлло А.В.* Палеомагнетизм венда юга Сибирской платформы и некоторые аспекты позднего докембрийской геодинамики. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Москва: ИФЗ РАН. 2006. 238 с.
- Шацлло А.В., Константинов К.М., Кочнев Б.Б.* Этапы, генезис и возраст формирования складчатой структуры Байкало-Патомской дуги по палеомагнитным данным. Эволюция тектонических процессов в истории Земли. М.: ГЕОС. 2004. С. 113–120.
- Шацлло А.В., Паверман В.И., Павлов В.Э.* Среднепалеозойский участок кривой кажущейся миграции полюса Сибирской платформы: новые палеомагнитные данные по силуру Нюйско-Березовского фациального района // Физика Земли. 2007. № 10. С. 85–94.
- Шенфиль В.Ю.* Поздний докембрий Сибирской платформы. Н-ск.: Наука. 1991. 225 с.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамина Э.А.* Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. 1982. 226 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В.* Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.
- Alvarez V.C., Dunlop D.J.* A regional paleomagnetic study of lithotectonic domains in the Central Gneiss Belt, Grenville Province, Ontario // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 157. P. 89–103.
- Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J. et al.* Global events across the Mesoproterozoic–Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Prec. Res. 2001. V. 111. P. 165–202.
- Berger G.W., York D., Dunlop D.J.* Calibration of Grenvillian palaeopoles by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating // Nature 1979. 277. P. 46–48.
- Buchan K.L., Dunlop D.J.* Paleomagnetism of the Haliburton Intrusions: superimposed magnetisations, metamorphism, and tectonics in the late Precambrian // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. P. 2951–2966.
- Christie K.W., Fahrig W.F.* Paleomagnetism of the Borden dykes of Baffin Island and its bearing on the Grenville Loop // Can. J. Earth Sci. 1983. 20. P. 275–289.
- Cocks L., Robin M., Torsvik Trond H.* Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // Earth-Science Reviews. 2007. V. 82. P. 29–74.
- Condie K.C., Rosen O.M.* Laurentia–Siberia connection revisited // Geology. 1994. V. 22. P. 168–170.
- Dalziel-I.W.D.* Pacific margins of Laurentia and East Antarctica–Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // Geology. 1991. V. 19. P. 598–601.
- Davis D.W., Paces J.B.* Time resolution of geologic events on the Keweenaw Peninsula and applications for development of the Midcontinent Rift system // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 97. P. 54–64.
- Diehl J.F., Haig T.D.* A paleomagnetic study of the lava flows within the Copper Harbour Conglomerate, Michigan: new results and implications // Can. J. Earth Sci. 1994. V. 31. P. 369–380.
- Elston D.P., Enkin R.J., Baker J., Kisilevsky D.K.* Tightening the Belt: Paleomagnetic-stratigraphic constraints on deposition, correlation, and deformation of the Middle Proterozoic

- (ca. 1.4 Ga) Belt-Purcell Supergroup, United States and Canada. *GSA Bulletin*; May 2002. V. 114. № 5. P. 619–638.
- Enkin R.J.* The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 212. P. 151–166.
- Gallet Y., Pavlov V.* Magnetostratigraphy of the Moyero river section (north-western Siberia): constraint on the geomagnetic reversal frequency during the early Paleozoic // *Geophysical J. Int.* 1996. V. 125. P. 95–105.
- Gallet Y., Pavlov V., Courtillot V.* Magnetic reversal frequency and Apparent Polar Path of the Siberian platform in the earliest Paleozoic, inferred from the Khorbusuonka river section (northeastern Siberia) // *Geophysical J. Int.*, 2003. V. 154. P. 829–840.
- Gallet Y., Pavlov V.E., Semikhatov M.A., Petrov P.Ju.* Late Mesoproterozoic magnetostratigraphic results from Siberia: Paleogeographic implications and magnetic field behavior // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № B7. P. 16.481–16.499.
- Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M.* Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // *Precamb. Res.* 2006. V. 147. P. 260–278.
- Gorokhov I., Melnikov N., Turchenko T.* Two illite generations in the Upper Riphean shale: the Rb-Sr isotopic evidence // *Terra Nova*. 1995. V. 7. P. 330–331.
- Halls H.C., Pesonen L.J.* Paleomagnetism of Keweenaw rocks // *Geol. Soc. Am. Mem.* 1982. V. 156. P. 173–201.
- Henry S.G., Mauk F.J., Van der Voo R.* Paleomagnetism of the upper Keweenaw sediments: the Nonesuch Shale and Freda Sandstone // *Can. J. Earth Sci.* 1977. V. 14. P. 1128–1138.
- Hoffman P.F.* Did the break-out of Laurentia turn Gondwana inside-out? // *Science*. 1991. V. 252. P. 1409–1412.
- Hyodo H., Dunlop D.J.* Effect of Anisotropy on the paleomagnetic contact test for a Grenville dike // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. P. 7887–8017.
- Jupp P.E., Kent J.T.* Fitting smooth paths to spherical data. *Applied statistics*. 1987. V. 36. 1. 34–46.
- Khudoley A.K., Kropachev A.P., Tkachenko V.I., Rublev A.G., Sergeev S.A., Matukov D.N., Lyahniitskaya O.Yu.* Meso- to Neoproterozoic evolution of the Siberian craton and adjacent microcontinents: an overview with constraints for Laurentian connection. *Proterozoic Geology of Western North America and Siberia* / Link P.K., Reed S.L. eds. *SEPM Special Publication* 2007. V. 86. P. 209–226.
- Kirschvink J.L., Rozanov A.Ju.* Magnetostratigraphy of Lower Cambrian strata from the Siberian Platform: palaeomagnetic pole and preliminary polarity time-scale // *Geol. Mag.* 1984. V. 121. № 3. P. 189–203.
- Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A.* The carbon isotopic composition of Proterozoic carbonates: riphean succession from Northwestern Siberia (Anabar massif, Turukhansk uplift) // *Amer. J. Sci.* 1995. V. 295. P. 823–850.
- Knoll A.H., Semikhatov M.A.* The genesis and time distribution of two distinctive Proterozoic stromatolite microstructure // *Palaios*. 1998. V. 13. P. 407–421.
- 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.
- McCabe C., Van der Voo R.* Paleomagnetic results from the upper Keweenaw Chequamegon Sandstone: implications for red bed diagenesis and Late Precambrian apparent polar wander of North America // *Can. J. Earth Sci.* 1983. V. 20. P. 105–112.
- McFadden P.L., McElhinny M.* Classification of reversal test in paleomagnetism // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 103. P. 725–729.
- McWilliams M.O., Dunlop D.J.* Grenville paleomagnetism and tectonics // *Can. J. Earth Sci.* 1978. V. 15. P. 687–695.
- Meert J.G., Torsvik T.H.* The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited // *Tectonophysics*. 2003. V. 375. P. 261–288.
- Metelkin D., Ernst R.E., Hamilton M.* A CA. 1640 MA Mafic magmatic event in Southern Siberia, and links with Northern Laurentia. *GSA 2011 Annual Meeting in Minneapolis* (9–12 October 2011). 2011. V. 43. № 3. http://gsa.confex.com/gsa/2011AM/finalprogram/abstract_19
- Moore E.M.* Southwest US - East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis // *Geology*. 1991. V. 19. P. 425–428.
- Park J.K., Aitken J.D.* Paleomagnetism of the late Proterozoic Tsezotene Formation of northwestern Canada // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 4955–4970.
- Pavlov V., Gallet Y.* Superchron and high magnetic reversal frequency around the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary. *AGU 2006 Fall meeting. Session GP07. (2006) / Eos Trans. AGU.* 2006. V. 87. № 52. Fall Meet. Suppl., Abstract GP31B-0089.
- Pavlov V., Gallet Y.* Middle Cambrian high magnetic reversal frequency (Kulumbe river section, northwestern Siberia) and reversal behaviour during the Early Palaeozoic // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 185. № 1–2. P. 173–183.
- Pavlov V.E., Gallet Y.* Upper Cambrian to Middle Ordovician magnetostratigraphy from the Kulumbe river section (northwestern Siberia) // *Phys. Earth and Plan. Int.* 1998. V. 108. P. 49–59.
- Pavlov Vladimir, Valerian Bachtadse, Valentin Mikhailov* 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.
- Pelechaty S.M.* Stratigraphic evidence for the Siberia-Laurentia connection and Early Cambrian rifting // *Geology*. 1996. V. 24. № 8. P. 719–722.
- Petrov P.Yu., Semikhatov M.A.* Sequence organization and growth patterns of late Mesoproterozoic stromatolite reefs: an example from the Burovaya Formation, Turukhansk Uplift, Siberia // *Precambrian Res.* 2001. V. 111. № 1–4. P. 257–281.
- Pisarevsky S.A., Natapov L.M.* Siberia and Rodinia // *Tectonophysics*. 2003. V. 375. P. 221–245.
- Pisarevsky S.A., Gladkochub D. P., Konstantinov K. M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Murphy J.B., Tait J.A., Donskaya T.V., Konstantinov I.K.* Paleomagnetism of Cryogenian Kitoi mafic dykes in South Siberia: Implications for Neoproterozoic paleogeography // *Precambrian Res.* 2013. V. 231. P. 372–382.
- Pisarevsky S.A., Gurevich E.L., Khramov A.N.* Paleomagnetism of Lower Cambrian sediments from the Olenek river section (northern Siberia): paleopoles and the problem of

- magnetic polarity in the Early Cambrian // *Geophys. J. Int.* 1997. № 130. P. 746–756.
- Pisarevsky S.A., Komissarova R.A. & Khramov A.N.* New paleomagnetic result from Vendian red sediments in Cisbaikalia and the problem of the relationship of Siberia and Laurentia in the Vendian // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 140. P. 598–610.
- Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A.* Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // *Precam. Res.* 2008. V. 160. P. 66–76.
- Powerman V., Shatsillo A., Coe R., Zhao X., Gladkochub D., Buchwaldt R., Pavlov V.* Palaeogeography of the Siberian platform during middle Palaeozoic (ca. 450–400 Ma): new palaeomagnetic evidence from Lena and Nyuya rivers // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 194. P. 1412–1440.
- Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I.* UPb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 409–420.
- Roy J.L., Robertson, W.A.* Paleomagnetism of the Jacobsville Formation and the apparent polar path for the interval f1100 to f670 m.y. for North America // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. P. 1289–1304.
- Sears J.W., Price R.A.* New look at the Siberian connection: no SWEAT // *Geology.* 2000. V. 28. P. 423–426.
- Semikhatov M.A.* General problems of Proterozoic stratigraphy in the USSR // *Soviet Scientific Rev. Sect. G: Geol. Rev.*, N.Y.: Harwood. 1991.
- 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 // *Rus. J. Earth Sci.* 2005. V. 7. № 4.
- 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: 10.2205/2005ES000182.
- Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M. et al.* Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // *Prec. Res.* 2003. V. 122. P. 359–376.
- Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H.* The Neoproterozoic and Palaeozoic data for Siberian Platform: from Rodinia to Pangea // *Earth Science Reviews.* 1998. V. 43. P. 1–24.
- Torsvik T.H., Meert J.G., Smethurst M.A.* Polar wander and the Cambrian // *Science.* 1998. V. 279. P. 9a. Technical comment. www.sciencemag.org
- Torsvik T.H., Smethurst M.A.* Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP // *Computers and Geosciences.* 1999. V. 25. P. 395–402.
- Warnock A.C., Kodama K.P., Zeitler P.K.* Using thermochronology and low-temperature demagnetisation to accurately date Precambrian poles // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. P. 19435–19453.
- Watson J.S., Enkin R.J.* The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. P. 2135–2137.
- Weil A.B., Geissman J.W., Ashby J.M.* A new paleomagnetic pole for the Neoproterozoic Uinta Mountain supergroup, Central Rocky Mountain States, USA // *Precambrian Res.* 2006. V. 147. № 3–4. P. 234–259.
- Weil A.B., Geissman, Van der Voo R.* Paleomagnetism of the Neoproterozoic Chuar Group, Grand Canyon Supergroup, Arizona: Implications for Rodinia break-up and Laurentia's Neoproterozoic APWP // *Precambrian Res.* 2004. V. 129. P. 71–92.
- Weil A.B., Geissman J., Heizler M., Van der Voo R.* A paleomagnetic investigation of Middle Proterozoic mafic intrusions and Upper Proterozoic redbeds from the Lower Grand Canyon Supergroup, Arizona // *Tectonophysics.* 2003. V. 375. P. 199–220.
- Weil A.B., Van der Voo R., Mac Niocaill C., Meert J.G.* The Proterozoic supercontinent Rodinia: Paleomagnetically derived reconstructions for the 1,100 to 800 Ma interval // *Earth Planet Sci. Lett.* 1998. V. 154. P. 13–24.
- Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Evans D.A.D.* Rodinia connections between Australia and Laurentia: no SWEAT, no AUSWUS? // *Terra Nova* 2002. V. 14. P. 121–128.