

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О. Ю. ШМИДТА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ИФЗ РАН)

На правах рукописи



ПАСЕНКО АЛЕКСАНДР МИХАЙЛОВИЧ

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОД СЕВЕРО-
ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

25.00.03 – Геотектоника и геодинамика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор физико-математических наук, доцент

ПАВЛОВ Владимир Эммануилович

Москва, 2021

Оглавление

| | |
|---|-----|
| ВВЕДЕНИЕ | 3 |
| ГЛАВА 1 Палеомагнетизм мезопротерозойских пород Уджинского и Оленекского поднятий северо-востока Сибирской платформы..... | 9 |
| 1.1 Степень изученности палеомагнетизма докембрия Сибири..... | 9 |
| 1.2 Геологическое строение Уджинского и Оленекского поднятий..... | 13 |
| 1.3 Методика исследований | 23 |
| 1.4 Результаты исследований..... | 27 |
| 1.5 Ограничения на время формирования древних компонент намагниченности, выделенных в изученных породах..... | 68 |
| 1.6 Результаты изотопного датирования Большой Уджинской дайки | 73 |
| 1.7 Обсуждение полученных результатов | 75 |
| 1.8 Выводы и защищаемые положения..... | 81 |
| ГЛАВА 2 Мезопротерозойский сегмент ТКМП Сибири и проблема трансдокембрийского суперконтинента | 84 |
| 2.1 Оценка качества палеомагнитных определений..... | 84 |
| 2.2 Разработка мезопротерозойского сегмента ТКМП Сибирской платформы | 87 |
| 2.3 Обсуждение мезопротерозойских палеомагнитных данных для Лаврентии ... | 111 |
| 2.4 Тестирование вхождения Сибири и Лаврентии в единый мезопротерозойский (трансдокембрийский) суперконтинент | 118 |
| 2.5 Выводы и защищаемое положение..... | 125 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ | 126 |
| Список литературы..... | 127 |
| Список работ, опубликованных по теме диссертации..... | 142 |

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы

Для успешного решения ряда важных геологических (палеотектонических, палеогеографических, геохронологических, стратиграфических и др.) задач докембрия Сибири необходимо разработать детальную траекторию (кривую) кажущейся миграции полюса. Эта кривая являясь, фактически, выражением истории дрейфа Сибирского кратона на протяжении времени его существования, имеет множество различных геологических приложений. На данный момент степень разработки этой кривой неодинакова для разных интервалов. К настоящему времени более-менее подробно разработан фанерозойский сегмент ТКМП Сибири [Храмов и др., 1982; Smethurst et al., 1998; Torsvik et al., 2012]. В то же время существуют интервалы, для которых количество имеющихся палеомагнитных полюсов все еще крайне мало, что существенно ограничивает возможность не то чтобы построения детальной кривой, но, даже, определения ее тренда.

К таким интервалам относится, в частности, период времени между 1600 и 1000 млн лет назад, отвечающий мезопротерозою международной геохронологической шкалы [Cohen et al., 2013]. Несмотря на то, что в последние годы для этого интервала для Сибири получен ряд важных палеомагнитных определений, в той или иной степени удовлетворяющих современным требованиям надежности и качества [Веселовский и др., 2009; Павлов и др., 2015; Evans et al., 2016 и ссылки в этих работах], число имеющихся палеомагнитных полюсов остается все еще недостаточным для уверенного определения мезопротерозойского сегмента сибирской ТКМП. Малое число имеющихся полюсов связано, в значительной степени, как с небольшим числом объектов, благоприятных для выполнения соответствующих палеомагнитных определений, так и с их крайней удаленностью.

Актуальность разработки мезопротерозойского сегмента ТКМП Сибири обуславливается также и необходимостью тестирования различных геодинамических, суперконтинентальных моделей с участием Сибири [Метелкин и др., 2005; Pesonen et al., 2003; Pehrsson et al., 2014; Khudoley et al., 2015; Didenko et al., 2015; Meert, Santosh, 2017; Merdith et al., 2017 и ссылки в этих работах]. Одна из таких моделей предусматривает существование «трансдокембрийского суперконтинента» и в последнее время широко обсуждается в мировом научном сообществе [Метелкин и др., 2007; Gladkochub et al., 2006; Evans et al., 2016]. Согласно этой гипотезе на протяжении значительной части протерозоя древние кратоны Сибирь, Лаврентия и Балтика входили в состав единого суперконтинента. В этом ансамбле континентальных блоков, согласно последним реконструкциям [см, например, Khudoley et al., 2015; Ernst et al., 2016; Evans et al., 2016], своей северной частью (в нынешних координатах) Сибирь была обращена в сторону океана и там располагалась сначала пассивная, а начиная с неопротерозоя – активная окраина.

Своей южной частью Сибирь была обращена в сторону Лаврентии. При всей важности этих реконструкций, очевидно, что имеющихся на настоящий момент данных недостаточно для их апробации и существует острая необходимость их тестирования независимыми методами. Такое тестирование может быть выполнено путем сравнения мезопротерозойских сегментов ТКМП соответствующих кратонов.

Настоящая работа направлена на получение новых палеомагнитных полюсов мезопротерозойского возраста для Сибирской платформы на основании изучения осадочных и магматических пород Уджинского и Оленекского поднятий с целью их дальнейшего использования при разработке ТКМП Сибирской платформы. Выбор именно этих регионов для проведения палеомагнитных исследований обусловлен широким распространением на их территории пород мезопротерозойского возраста [Шпунт и др., 1982; Zaitseva et al., 2017; Malyshev et al., 2018], а также существенным заделом, образованным результатами рекогносцировочных исследований прошлых лет, которые показали перспективность ряда объектов и необходимость постановки на них детальных работ на современном методическом уровне [Гуревич, 1983; Родионов, 1984; Константинов и др., 2007; Павлов и др., 2015].

Цели исследования

Основными целями настоящей работы являются:

1. Разработка мезопротерозойского сегмента ТКМП Сибирской платформы.
2. Тестирование гипотезы о вхождении в мезопротерозое Сибири и Лаврентии в состав единого суперконтинента.

Для достижения поставленных целей необходимо было решить следующие **задачи**:

1. Получить надежные палеомагнитные полюсы для мезопротерозойских пород Уджинского поднятия.
2. Получить геохронологические данные для мезопротерозойских пород Уджинского поднятия.
3. Выполнить анализ имеющихся палеомагнитных определений для мезопротерозойских пород Сибири и Лаврентии и выбрать из них наиболее надежные.
4. На основе отобранных палеомагнитных полюсов предложить современные версии мезопротерозойских сегментов ТКМП Сибири и Лаврентии, оценить их согласованность и соответствие гипотезе трансдокембрийского суперконтинента.

Фактический материал и методика исследований

Материал для данной работы был отобран лично автором во время полевых сезонов 2016 и 2020 годов на территории Уджинского и Оленекского поднятий (северо-восток Сибирской платформы), выполненных в составе полевого отряда ИФЗ РАН.

На территории Уджинского поднятия были опробованы осадочные породы докембрийских унгуохтахской, хапчанырской и уджинской свит, а также докембрийские магматические тела, прорывающие эти свиты. В пределах Оленекского поднятия отбор образцов для палеомагнитных исследований осуществлялся из пород верхней подсвиты хайпахской свиты.

Проведен полный цикл петромагнитных, палеомагнитных, микроскопических и электронномикроскопических исследований отобранных образцов. Общее число образцов пород, подвергшихся палеомагнитным исследованиям – 883. Описано 25 шлифов изученных горных пород.

Непосредственно автором диссертации был проделан полный комплекс работ, включавший в себя: организацию и проведение экспедиций в труднодоступные регионы полярной Сибири; выбор методики опробования и непосредственно опробование изучаемых горных пород; пробоподготовку образцов и выбор методики проведения и непосредственно проведение анализов, представленных в данной работе; интерпретацию полученных петро- и палеомагнитных данных и формулирование основных выводов исследований; проведение обширного литературного анализа имеющихся палеомагнитных данных; анализ надежности палеомагнитных определений и проведение последующей селекции палеомагнитных полюсов для построения соответствующих сегментов ТКМП; построение палеореконструкций и формулирование соответствующих выводов.

Научная новизна

Впервые на современном методическом уровне получены палеомагнитные определения для докембрийских пород Уджинского и Хараулахского поднятий. Впервые показано, что уджинская свита Уджинского поднятия имеет мезопротерозойский возраст, а не неопротерозойский, как полагалось ранее, а значит в геологической летописи Уджинского поднятия существует перерыв длительностью около 800 млн лет (~1400 – ~600 млн лет).

На основании палеомагнитных данных показано, что существующая схема корреляции рифейских отложений Сибири [Решения..., 1983; Семихатов, Серебряков, 1983], предполагающая близкое стратиграфическое положение (и возраст) уджинской свиты Уджинского поднятия, верхней подсвиты хайпахской свиты Оленекского поднятия и лахандинской серии Учуро-Майского региона, не верна.

Предложена авторская модель мезопротерозойского сегмента ТКМП Сибири, на основе которой выполнено тестирование гипотезы трансдокембрийского суперконтинента на примере Сибири и Лаврентии.

Теоретическая и практическая значимость

Новые палеомагнитные определения имеют большое значение для разработки новых качественных и количественных тектонических, геодинамических и палеогеографических реконструкций суперконтинентов в протерозое.

Результаты, полученные в данной работе, вносят существенный вклад в разработку стратиграфических схем докембрия севера Сибирской платформы

Полученные геохронологические и палеомагнитные данные имеют важное значение для разработки легенд геологических карт и для геологического картирования региона. Эти данные позволяют по-новому взглянуть на историю формирования Уджинского поднятия, что крайне важно при решении вопросов поиска месторождений полезных ископаемых, характерных для данного региона (алмазы, благородные металлы, редкоземельные элементы).

Защищаемые положения

В результате проведения представленных в данной диссертационной работе палеомагнитных и геохронологических исследований сформулированы следующие защищаемые положения:

1. На территории Уджинского поднятия Сибирской платформы проявлены два этапа мезопротерозойского магматизма – с возрастaми ~1380 и ~1500 млн лет. Магматизм возрастa ~1500 млн лет отвечает времени формирования Куонамской крупной магматической провинции, что расширяет ее область распространения на всю территорию северо-востока Сибирской платформы.

2. Существенно уточнена схема корреляции опорных разрезов рифея Сибирской платформы: Уджинского, Оленекского и Учуро-Майского. Уточненная схема, в частности, предполагает мезопротерозойский возраст уджинской свиты (Уджинское поднятие), различный возраст уджинской свиты, верхнехайпахской подсвиты (Оленекское поднятие) и лахандинской серии (Учуро-Майский регион), а также наличие длительного (~800 млн лет) перерыва в осадконакоплении (~1400 до ~600 млн лет назад) на территории современного Уджинского поднятия.

3. Новые палеомагнитные и геохронологические данные позволяют предложить авторскую модель мезопротерозойского сегмента ТКМП Сибирской платформы, дополняющую и развивающую предыдущие модели [Веселовский, 2006; Evans et al., 2016]. Сравнение

мезопротерозойских сегментов ТКМП Сибири и Лаврентии указывает на то, что на временных интервалах ~1600–1380 и ~1100–960 млн лет назад эти древние кратоны входили в состав единого континентального блока, что согласуется с гипотезой о существовании трансдокембрийского суперконтинента.

Апробация работы

Результаты исследований, которые легли в основу данной диссертационной работы, докладывались на отечественных и международных конференциях и семинарах, среди которых: Научная конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН (г. Москва, 2016, 2017, 2018, 2019 гг); Международная школа-семинар «Problems of Geocosmos» (г. Санкт-Петербург, 2016, 2018 гг); Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) (г. Иркутск, 2016, 2017, 2018); Международная конференция по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород (г. Казань, 2017); AGU (г. Новый Орлеан, США, 2017); XVIII всероссийской научной конференции студентов, аспирантов и молодых специалистов (г. Саратов, 2018); Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. I Тектоническое совещание (г. Москва, 2018); XXV всероссийская школа-семинар по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород (пос. Борок, Ярославская обл., 2019); Широкомасштабный вулканизм Арктики: роль мантии и тектоники (г. Селфосс, Исландия, 2019); EGU (г. Вена, Австрия, 2020); XXI международная конференция молодых геологов (г. Нейдзика, Польша, 2020).

Публикации

По теме диссертационной работы автором лично и в соавторстве было подготовлено 19 публикаций: 3 статьи в рецензируемых отечественных и международных журналах, рекомендованных ВАК и 16 тезисов и материалов отечественных и международных конференций.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, двух глав, включающих 13 разделов, заключения и списка литературы. Работа включает 144 страницы машинописного текста, 33 иллюстрации, 10 таблиц. Библиографический список состоит из 176 работ.

Благодарности

Хочется выразить огромную благодарность моему научному руководителю – В.Э. Павлову, заведующему лабораторией Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ

РАН. Успешному выполнению работы способствовала прекрасная обстановка научного поиска и доброжелательности в лаборатории, за что хочется выразить особую признательность всем ее сотрудникам.

Я благодарен В.Ю. Водовозову и, особенно, Н.В. Лубниной – моим первым научным руководителям, познакомившим меня с миром палеомагнетизма и предоставившим возможность начать развиваться как специалисту в этом научном направлении.

Я благодарен коллективу палеомагнитной лаборатории ИФЗ РАН, в частности Р.В. Веселовскому, А.М. Фетисовой, А.В. Латышеву и А.В. Шацилло за оказанную всестороннюю поддержку, помощь и консультации на разных этапах работы.

За ценные замечания и советы на финальном этапе написания этой работы я благодарен Р.В. Веселовскому и А.Ю. Казанскому. Отдельно искреннюю благодарность выражаю А.В. Шацилло за ценные советы и качественное обсуждение методики и результатов этой работы.

Отдельную благодарность хочется выразить С.В. Малышеву и А.В. Иванову за плодотворные работы на территории Уджинского поднятия, за проведение изотопных исследований, за успешные научные изыскания и не менее успешные попытки разобраться в геологии этого региона.

Также, большое спасибо моим близким и друзьям за создание условий и поддержку во время написания данной работы. Особую благодарность я выражаю И.А. Прудникову за плодотворные обсуждения петрографии осадочных пород и геологии Сибири и А.О. Хотылеву за мотивацию и всестороннюю поддержку.

Финансовая поддержка полевых и лабораторных исследований осуществлялась Минобрнауки (№ 14.Z50.31.0017), фондами РФФИ (№ 18-05-00285) и РНФ (№ 19-77-10048).

ГЛАВА 1

Палеомагнетизм мезопротерозойских пород Уджинского и Оленекского поднятий северо-востока Сибирской платформы

1.1 Степень изученности палеомагнетизма докембрия Сибири

Этапы интенсивного изучения палеомагнетизма докембрия Сибири совпадают с пиками активности палеомагнитных исследований Сибири в целом. Так, первые палеомагнитные данные для докембрийских пород Сибирской платформы были получены в 60 – 80-х годах XX века группой палеомагнитологов ВНИГРИ (Ленинград) под руководством А.Н. Храмова, в которую входили Е.Л. Гуревич, Р.А. Комиссарова, Э.П. Осипова, В.П. Родионов, С.А. Писаревский, А.Г. Иосифиди [Гуревич, 1983; Комиссарова, 1983; Комиссарова, Осипова, 1986; Писаревский, 1986; Родионов, 1984; Храмов и др., 1982]. В эти же годы В.Ф. Давыдовым, А.Я. Кравчинским и С.С. Брагиным проводятся исследования докембрийских осадочных пород Присяянья Сибирской платформы [Давыдов, Кравчинский, 1965; Давыдов, Кравчинский, 1970; Брагин, 1985; Брагин, Комиссарова, 1986], а А.Я. Власов, В.П. Апарин и А.В. Попова изучают верхнерифейские осадочные породы Енисейского кряжа [Власов, Апарин, 1963; Власов, Попова, 1968]. Отдельные палеомагнитные определения для докембрийских тел Анабарского щита были получены Б.В. Гусевым (НИИГА, Ленинград) [Гусев и др., 1967]. В эти же годы велись активные исследования анортозитовых массивов Алданского щита, результаты которых вошли в монографию Н.П. Михайловой и соавторов (Институт геофизики, Украина) [Михайлова и др., 1994].

Основной объем палеомагнитных данных по палеомагнетизму докембрия Сибири были получены, в основном, по двум регионам платформы, где докембрийские породы представлены наиболее широко. На севере Сибирской платформы Г.Г. Камышевой, В.П. Родионовым, Е.Л. Гуревичем, Л.П. Беляковым, А.Г. Иосифиди и др. были получены палеомагнитные определения докембрийских осадочных и магматических пород Анабарского, Уджинского, Оленекского и Хараулахского поднятий, а также протерозойских метаморфических пород Анабарского щита. На юго-восточной окраине Сибирской платформы Р.А. Комиссаровой, Э.П. Осиповой, Н.П. Михайловой и др. активно изучались протерозойские осадочные толщи и интрузивные образования Алданского щита и Учуро-Майского региона.

В результате проведенных исследований было получено значительное количество докембрийских полюсов для Сибири, которые, впоследствии, были собраны в каталогах палеомагнитных направлений и полюсов [ПНиПП, 1971; ПНиПП, 1973; ПНиПП, 1986].

Однако, в настоящее время использовать результаты этих исследований необходимо с большой осторожностью. Это связано с тем, что работы по палеомагнитному анализу осадочных

комплексов, в первую очередь, были направлены на решение задач магнитостратиграфии, и лишь во вторую очередь внимание уделялось палеотектонике. Это обстоятельство предопределило методику лабораторных исследований образцов. Магнитная чистка при таких исследованиях либо не проводилась вообще (измерялось только направление вектора естественной остаточной намагниченности), либо проводилась с низкой интенсивностью (применялась, либо временная, либо температурная чистка до температур 300-400°C для удаления вязкой компоненты намагниченности).

Для выделения характеристических компонент намагниченности применялась, как правило, методика, описанная А.Н. Храмовым [Храмов и др., 1974], при которой детальной чистке подвергалось лишь не более 10% образцов от общей коллекции, а оставшаяся часть коллекции подвергалась «одноразовой» магнитной чистке переменным полем ($H=200-800$ Э) и/или термочистке при температуре 200–600°C т.е. при параметрах, определенных по пилотной коллекции. Далее происходила отбраковка образцов по показателям магнитной стабильности.

С середины 80-х годов требования к проведению палеомагнитных исследований, к качеству и надежности палеомагнитных данных резко возрастают [Храмов и др., 1982]. В соответствии с новыми методиками становится необходимо проводить детальные магнитные чистки всего объема коллекции, а также применять компонентный анализ при выделении компонент намагниченности.

За последние 30 лет изучение, как палеомагнетизма в целом, так и палеомагнетизма докембрия Сибири, в частности, вошло в новую методологическую и технологическую эпоху, что явилось катализатором палеомагнитных исследований. В это время отмечается переход от отдельных рекогносцировочных исследований к работам носящим, скорее, системный и регулярный характер. При этом, четко определилось два основных, часто перекрывающихся, направления этих исследований: первое – нацеленное на изучение эволюции геомагнитного поля [Gallet et al., 2000; Gallet et al., 2012; Pavlov, Gallet, Petrov, 2019 и др.], и второе – главной целью которого является решение геологических (палеотектонических, палеогеографических, геохронологических, стратиграфических и др.) задач [Didenko et al., 2009; Ernst et al., 2000; Evans et al., 2016; Gallet et al., 2000; Metelkin, Vernikovsky, Kazansky, 2007; Wingate et al., 2009; Веселовский и др., 2006; Павлов, 1994; Павлов и др., 2002 и др.].

В результате активных работ 1990-х – 2010-х годов, такими исследователями докембрия Сибири, как В.Э. Павлов, А.Н. Диденко, Р. Эрнст, К.М. Константинов, Р.В. Веселовский, А.В. Шацилло, Д.В. Метелкин, И. Галле, С.А. Писаревский, Водовозов В.Ю. и др., был получен большой массив палеомагнитных данных качественно нового уровня. Новые определения были сделаны, как по новым объектам, так и по изучавшимся ранее.

В частности, были переизучены протерозойские осадочные толщи Учуро-Майского региона, получены новые палеомагнитные определения по магматическим породам юго-востока Сибири [Pavlov, Gallet, Petrov, 2019; Pavlov, Gallet, Shatsillo, 2000; Веселовский и др., 2006; Веселовский, Павлов, Петров, 2009; Павлов, 1994; Павлов и др., 2002]. Получены новые палеомагнитные данные по протерозойским интрузиям Анабарского щита и Оленекского поднятия [Evans et al., 2016; Wingate et al., 2009; Веселовский et al., 2006]. Получены новые определения по уже изучавшимся в XX веке осадочным породам севера Сибири [Gallet, Pavlov, Courtillot, 2003; Веселовский, Павлов, Петров, 2009; Павлов и др., 2004; Павлов, Шацилло, Петров, 2015]. Продолжаются активные исследования палеомагнетизма докембрийских комплексов западной и южной окраин Сибирской платформы [Pavlov, Gallet, Petrov, 2019; Shatsillo et al., 2019; Метелкин и др., 2005b; Метелкин, Верниковский, Казанский, 2007; Шацилло, 2006; Шацилло и др., 2015 и ссылки в этих работах].

Вкупе с интенсивным применением современных методов изотопной геохронологии новые палеомагнитные определения существенно развивают представления о геологии и геодинамике Сибирской платформы на протяжении ее существования.

На данный момент уже накоплен объем качественных палеомагнитных определений для докембрия Сибири, позволяющий со значительно большей надежностью чем раньше решать многие задачи наук о Земле.

Первые палеомагнитные исследования пород Уджинского поднятия были выполнены в 1980-х годах группой исследователей из ВНИГРИ в рамках решения задач корреляции изучаемых разрезов методами магнитостратиграфии [Гуревич, 1983; Родионов, 1984].

В дальнейшем, на территории Уджинского поднятия было проведено еще одно исследование осадочных пород уджинской и томторской свит, а также базитов, прорывающих уджинскую свиту [Константинов и др., 2007]. Это исследование носило, скорее, рекогносцировочный характер, отличалось крайне малой статистикой по объектам и нуждается в существенном уточнении данных и их переинтерпретации.

Палеомагнитные исследования верхнехайпахской подсвиты Оленекского поднятия также проводились в два этапа. Первый этап исследований был осуществлен в 1980-х годах палеомагнитологами ВНИГРИ. В рамках этих исследований были получены палеомагнитные данные для верхнехайпахской подсвиты всего по 9 образцам с использованием временной чистки [Гуревич, 1983]. Позже, в начале XXI столетия, палеомагнитологами ИФЗ РАН [Павлов, Шацилло, Петров, 2015] образцы из этой подсвиты были изучены уже на современном методическом уровне, однако по-прежнему, оставались вопросы к надежности полученных данных. Эти вопросы были связаны как с недостаточной статистикой для образцов обратной

полярности, так и с необходимостью более детального обоснования первичности намагниченности в этих породах.

В 2016 и 2020 годах при поддержке гранта Минобрнауки России №14.Z50.31.0017 и гранта РФФИ № 19-77-10048 нам удалось провести полевые работы и отобрать палеомагнитные коллекции протерозойских осадочных и магматических пород Уджинского и Оленекского поднятий. Последующие лабораторные исследования отобранных коллекций позволили получить несколько новых мезопротерозойских палеомагнитных полюсов, представлению и обсуждению которых посвящена первая часть настоящей диссертации.

1.2 Геологическое строение Уджинского и Оленекского поднятий

Уджинское и Оленекское поднятия расположены на северо-востоке Сибирской платформы и образованы преимущественно докембрийскими породами, вскрытыми в долинах рек Уджа (правый приток р. Анабар), Оленек и их притоков, соответственно (Рисунок 1).

1.2.1 Уджинское поднятие

Протерозойская часть разреза Уджинского поднятия представлена 4 свитами (снизу-вверх по разрезу): терригенно-карбонатной улахан-курунгской, вулканогенно-осадочной унгуохтахской, терригенно-карбонатной хапчанырской, преимущественно терригенной уджинской и терригенной и карбонатной томторской и туркутской свитами [Шпунт и др., 1976]. В нашей работе будут представлены результаты палеомагнитного изучения унгуохтахской, хапчанырской и уджинской свит.

Унгуохтахская свита согласно [Охлопков и др., 1987] подразделяется на три подсвиты, сложенные туфами, алевролитами, сланцами. Для палеомагнитных исследований опробовалась средняя подсвита мощностью около 100 м, представленная в основании туфобрекчиями и туфоконгломератами, сменяющимися выше по разрезу красноцветными алевролитами со значительным количеством карбонатных стяжений (Рисунок 2).

Хапчанырская свита представлена чередованием карбонатных и терригенных пород, при этом нижняя часть свиты представлена преимущественно желто-серыми доломитами мощностью до 150 м, а верхняя часть — преимущественно терригенная, сложенная пестроцветными алевролитами с редкими прослоями доломитов и песчаников со знаками ряби. Общая мощность свиты составляет 260-290 м. Для палеомагнитного анализа нами была отобрана рекогносцировочная коллекция из верхней части свиты, мощностью около 50 метров. Опробовались прослой желто-серых и черных доломитов, серых песчаников и темно-вишневых алевролитов.

Уджинская свита включает две подсвиты, обе из которых были опробованы для проведения палеомагнитного анализа. Нижняя подсвита мощностью 150 метров представлена пестроцветными тефрогенными алевролитами и аргиллитами с прослоями мелкогалечных внутриформационных конгломератов (Рисунок 2). Верхняя подсвита (50 м) сложена пестроцветными плитчатыми тефрогенными песчаниками, гравелитами и алевролитами.

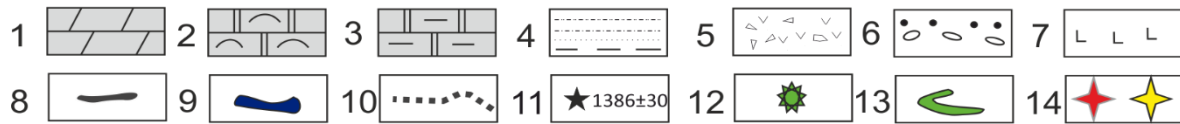
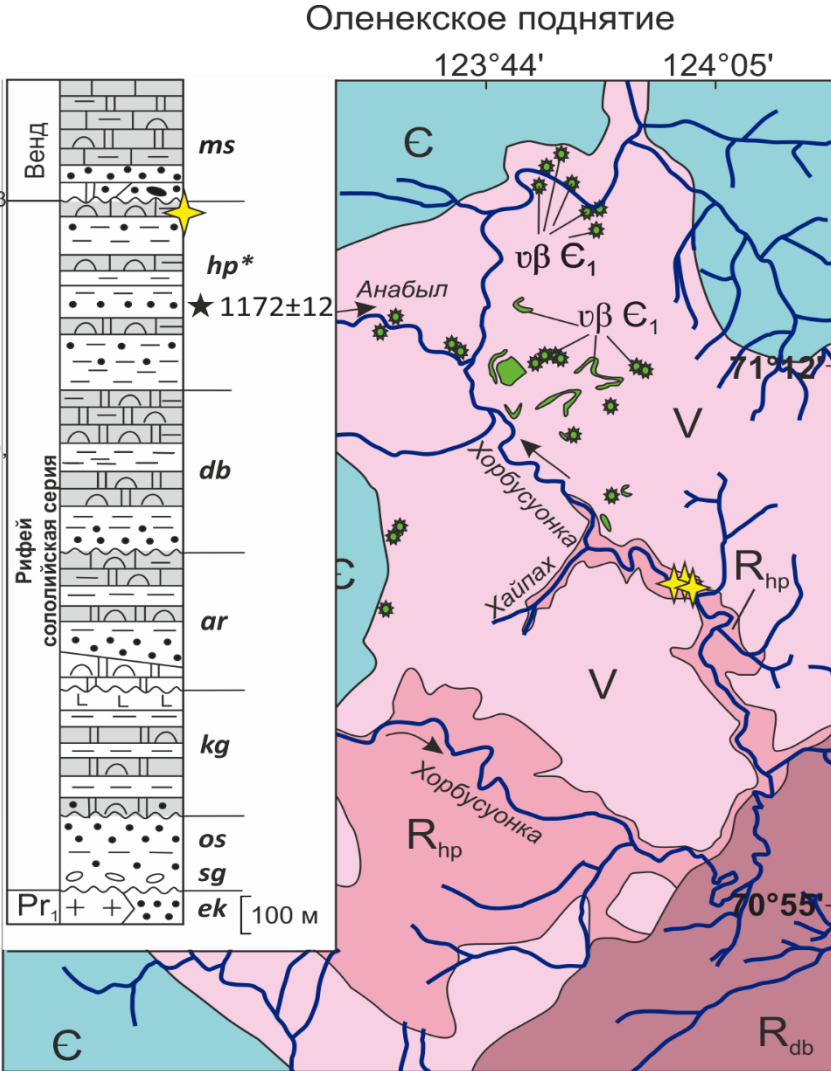
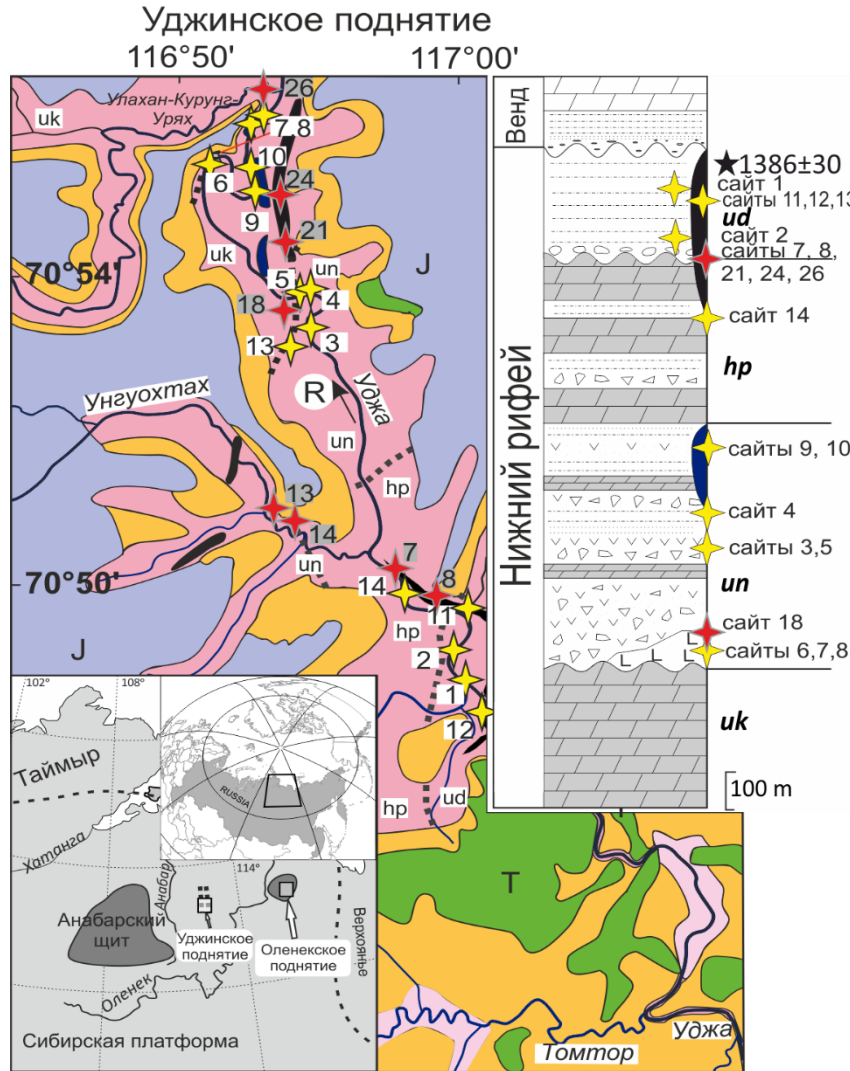


Рисунок 1. Геологические схемы Уджинского и Оленекского поднятий по [Государственная..., 2016; Гладкочуб и др., 2009]. Свиты Уджинского поднятия: uk – улахан-курунгская; un – унгуохтахская; hr – хапчаньрская; ud – уджинская. Свиты Оленекского поднятия: ek – эекитская; sg – сыгынахтакая; os – осорхаятинская; kg – кютюнгинская; ar – арымаская; db – дебэнгдинская; hr* – хайпахская; ms – маастахская. Условные обозначения: 1 – известняки, доломиты; 2 – известняки и доломиты строматолитовые; 3 – доломиты песчаные; 4 – аргиллиты, алевролиты, песчаники; 5 – туфы, туфоконгломераты, туфобрекчии; 6 – конгломераты, песчаники; 7 – пластовые тела основного состава; 8 – интрузивные тела второго этапа магматизма Уджинского поднятия; 9 – интрузивные тела первого этапа магматизма Уджинского поднятия; 10 – границы протерозойских свит Уджинского поднятия; 11 – возраст породы (млн лет); 12 – диатремы Оленекского поднятия; 13 – пластовые магматические образования; 14 – расположение палеомагнитных сайтов в плане и в разрезе. Желтая звезда – точки опробования 2016 года, красная – 2020 года.

В пределах Уджинского поднятия осадочные породы протерозойского возраста залегают преимущественно моноклинально, с падением на юг, юго-восток под углами 5-15°.

Продолжительное время считалось, что породы докембрийской части уджинского разреза сформировались в течение позднего мезопротерозоя – неопротерозоя [Семихатов, Серебряков, 1983]. Подобное мнение было обосновано как методами межрегиональной корреляции строматолитовых форм, так и единичными K-Ar валовыми датировками базитовых интрузий, прорывающих осадочные породы разреза, и базальтов, залегающих в основании унгуохтахской свиты (от 1300 до 840 млн лет) [Осипова, Поршнева, 1966; Шпунт, Шаповалова, Шамшина, 1982]. На основании этих данных уджинская свита относилась к неопротерозою [Семихатов, Серебряков, 1983] и представлялась перспективным объектом для получения сибирского неопротерозойского палеомагнитного полюса. Однако в результате исследований последних лет были получены новые геохронологические результаты, которые указывают на мезопротерозойский возраст уджинской свиты [Malyshev et al., 2018; Savatrenkov et al., 2019].

Уджинская свита с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывается вендскими томторской и туркутской свитой, которые коррелируют с хорбусуонской серией Оленекского поднятия [Охлопков и др., 1987; Геологическая..., 1983]. Томторская свита непосредственно сопоставляется с маастахской свитой Оленекского поднятия, которая накапливалась по последним данным в промежутке 610-590 млн лет (U-Pb, обломочные цирконы; данные $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Vishnevskaya et al., 2017]). Что позволяет нам оценить возраст томторской свиты как ~600 млн лет.

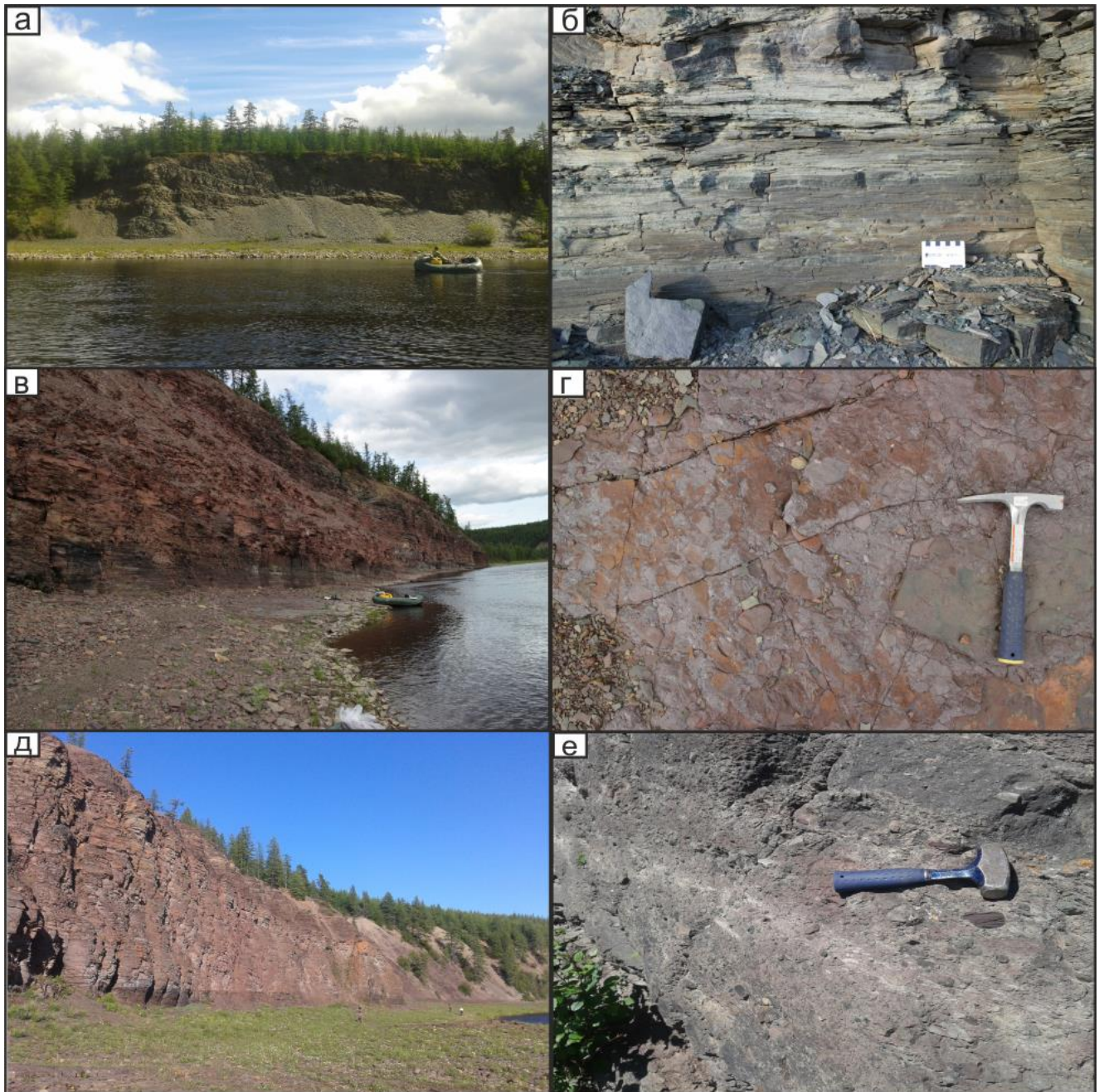


Рисунок 2. Обнажения пород уджинской и унгуохтахской свит по [Пасенко, Малышев, 2020]. а – обнажение верхней подсвиты уджинской свиты; б – песчаники верхней подсвиты уджинской свиты; в – обнажение нижней подсвиты уджинской свиты; г – гематизированные гальки внутриформационных конгломератов нижней подсвиты уджинской свиты; д – пестроцветные алевролиты сайта 4 унгуохтахской свиты; е – туфоконгломераты сайта 3 унгуохтахской свиты.

Магматические тела Уджинского поднятия, на основании петрографических и петрохимических критериев разделяются на две группы [Гладкочуб и др., 2009; Шпунт и др., 1976]. Первая группа тел прорывает нижнюю часть разреза (улахан-курунгскую и унгуохтахскую свиты) и считается продуктом магматизма начальных стадий внутриконтинентального рифтогенеза. Вторая группа тел прорывает, помимо других свит, также хапчаньскую и уджинскую, и относится к более поздним стадиям эволюции рифтовых систем [Гладкочуб и др.,

2009], что может указывать на ее значительно более молодой возраст, относительно первой группы. Для второй группы имеются следующие датировки: 1074 ± 11 млн лет (Ag-Ag, плагиоклаз) и 1386 ± 30 млн лет (U-Pb, апатит) [Malyshev et al., 2018; Гладкочуб и др., 2009].

При проведении палеомагнитных исследований нами были опробованы магматические тела обоих этапов докембрийского магматизма Уджинского поднятия. В нашем исследовании для второй группы тел (~1385 млн лет) мы принимаем более древний возраст, поскольку он получен по более «устойчивой» изотопной системе. Кроме того, в относительной близости (на Анабарском поднятии) описано еще одно интрузивное тело с схожим возрастом (Чиэресская дайка, 1384 ± 2 млн лет [Ernst et al., 2000]), в то время как на севере Сибири интрузивных тел с возрастaми ~1070 млн лет не отмечено.

Изученные тела первого этапа магматизма выходят на поверхность в береговых обнажениях р. Уджа на расстоянии 1.5 – 4 км выше по течению р. Уджа от устья р. Улахан-курунг-урях. Нами изучены четыре магматических тела основного состава [Пасенко, Малышев, 2020].

Силл долеритов на правом берегу р. Уджа в 2.5 км выше устья р. Улахан-курунг-урях (сайты 9 и 10). Силл был опробован в двух сайтах в береговых обнажениях, расстояние между которыми составляет около 400 м. Видимая мощность силла в обнажении сайта 9 составляет около 5 метров (Рисунок 3 а). Обнажен только его верхний контакт (Рисунок 3 б). Вмещающие породы – сероцветные карбонаты хапчаньской свиты.

Поток базальтов на левом берегу р. Уджа в 4 км выше устья р. Улахан-курунг-урях (сайт б). Вулканиты основного состава, относимые к основанию унгуохтахской свиты, слагают коренное обнажение в левом борту р. Уджа, располагающееся в излучине р. Уджа в 4 км ниже устья руч. Улахан-курунг-урях (Рисунок 3 в). Несогласное налегание вулканитов на подстилающие доломиты улахан-курунгской свиты в этом обнажении описано в качестве классического примера хорошо обнаженного основания унгуохтахской свиты в ряде публикаций, касающихся стратиграфии докембрия северной части Сибири [Тектоника..., 2001; Шпунт и др., 1979]. По нашим наблюдениям, однако, непосредственный контакт доломитов и вулканитов не вскрыт, а верхний контакт вулканитов в обнажении не представлен.

Поток выветрелых базальтов на левом берегу р. Уджа в 2 км выше устья р. Улахан-курунг-урях (сайт 7). Поток обнажен достаточно локально в береговом обнажении шириной около 6 метров. Породы сильно изменены в результате процессов выветривания, тем не менее (см. ниже) палеомагнитный сигнал в них сохранился достаточно неплохо.

Дайки карбонатитов на левом берегу р. Уджа в 1.5 км выше устья р. Улахан-курунг-урях (сайт 8). На левом берегу р. Уджа в 1.5 км выше р. Улахан-курунг-урях в породы унгуохтахской свиты внедрены три маломощные дайки карбонатитов (Рисунок 3 г). Их мощность варьирует от

первых сантиметров до первых десятков сантиметров, при этом дайки содержат большое количество маломощных кальцитовых прожилков.

Поток базальтов, обнажающийся в правом борту в 600 метрах выше устья безымянного ручья, в 7.5 км ниже устья р. Унгуохтах (сайт 18-2020).

Поток представлен в виде небольшого обнажения миндалекаменных базальтов с слабовыраженной столбчатой отдельностью (Рисунок 3, ж). Контакт с подстилающими и перекрывающими породами не вскрыт. Согласно данным геологической съемки этот поток относится к основанию унгуохтахской свиты.

Интрузивные тела второго этапа магматизма распространены в поле выхода пород уджинской и унгуохтахской свит и обнажаются в бортах притоков р. Уджа. Для палеомагнитных исследований нами были отобраны образцы пяти интрузивных тел.

Большая Уджинская Дайка (БУД) образована габбро и обнажается в правом борту р. Уджа в 1.6 км ниже устья р. Хапчаныр (сайт 11 и сайты 7, 8-2020). Образцы дайки были отобраны в двух различных обнажениях в правом и левом бортах безымянного ручья, впадающего в р. Уджа в 100 метрах выше его устья. Сайты 7 и 8 приурочены к верхней части дайки, выраженной в рельефе в виде простирающейся на СЗ линейной гряды. Между сайтами 1 км по простиранию дайки. Краевые части изученного тела сильно разрушены (Рисунок 3 д), соответственно опробованные нами обнажения приурочены к ее центральной части. Ее видимая мощность ~130 м, контакты скрыты под осыпью. Вмещающие породы – сильно выветрелые песчаники уджинской свиты на северном контакте и алевролиты хапчанырской свиты на южном.

Силл долеритов, залегающий в уджинской свите вблизи устья р. Хапчаныр (сайт 12). Силл долеритов был отобран в двух обнажениях в бортах безымянного ручья в 150 метрах выше места его впадения в р. Уджа. Мощность силла составляет 2-3 метра. Образцы отбирались как из центральной, так и их эндоконтактной зон. Силл прорывает породы уджинской свиты.

Дайка долеритов на левом берегу р. Уджа 2.4 км ниже устья р. Унгуохтах (сайт 13). Дайка долеритов представляет собой интрузивное тело (мощностью ~5 метров), залегающее субвертикально в породах унгуохтахской свиты (Рисунок 3 е). Дайка была находится в ~1 км от устья ручья Унгуохтах в его левом борту. Контакты дайки с вмещающими породами не вскрыты.

Дайка долеритов на правом борту р. Уджа в 3 км выше устья р. Улахан-курунг-урях (сайты 21 и 24-2020).

Дайка представляет собой протяженное интрузивное тело долеритов (Рисунок 3, з). Она выражена в рельефе в виде линейной гряды длиной 2.5 км имеющей северное простирание. Контакты дайки скрыты, однако в районе сайта 24 были обнаружены высыпки строматолитовых известняков, предположительно относящийся к верхней части унгуохтахской свиты. Мощность

дайки составляет ~100 м, однако ввиду крайне плохой обнаженности данная оценка лишь примерная.

Дайка долеритов на левом борту р. Уджа, севернее устья р. Улахан-курунг-урях. (сайт 26-2020).

Образцы дайки были отобраны вдоль довольно протяженного обнажения (100×2 м). Мощность дайки оценивается в 50-100 метров, при этом контактовые части скрыты под осыпью. Внизу осыпи встречаются обломки вмещающих строматолитовых известняков, предположительно относящихся к верхней части унгухтахской свиты. Дайка сечется единичными редкими кварц-кальцитовыми жилами мощностью от первых сантиметров до 20 см.

Отдельно отметим, что интрузивные тела в сайтах 13, 18-2020, 24-2020 и 26-2020 в данной работе и согласно геологической съемке считаются дайками (или штоками) (Черенков В.Г., МФ ВСЕГЕИ, личное сообщение). Однако данные тела расположены на вершинах возвышенностей и при этом на склонах и в основании этих возвышенностей часто обнаруживаются высыпки или коренные выходы субгоризонтально залегающих вмещающих пород, что с некоторой долей условности позволяет рассматриваться эти магматические тела как бронирующие горизонты. Вследствие этого было высказано мнение, что это могут быть отдельные части единого покровного тела [Шпунт и др., 1982].



Рисунок 3. Обнажения магматических пород уджинского поднятия по [Пасенко, Малышев, 2020] с дополнениями. а – обнажение силла долеритов первой фазы магматизма (сайт 9); б – контакт с

вмещающими породами силла первой фазы магматизма (сайт 9); в – поток базальтов (сайт 6); г – дайка долеритов второй фазы магматизма (сайт 13); д – Большая Уджинская дайка (сайт 11); е – дайка карбонатитов первого этапа магматизма (сайт 8); ж – поток миндалекаменных базальтов унгуохтахской свиты (сайт 18-2020); з – дайка долеритов второй фазы магматизма (сайт 21-2020).

1.2.2 Оленекское поднятие

В пределах Оленекского поднятия нами была изучена хайпахская свита (Рисунок 4 а) [Пасенко, Малышев, 2020]. Она залегает на мезопротерозойских доломитах дебенгдинской свиты и представлена чередованием карбонатных (доломиты, строматолитовые доломиты и мергели) и терригенных (песчаники, аргиллиты) пород, среди которых встречаются прослойки зеленоватых и красноватых окрасок. В районе работ изученные нами породы хайпахской свиты залегают субгоризонтально. Внутри хайпахской свиты отмечены два перерыва в осадконакоплении, разделяющие ее на три подсвиты [Шпунт и др., 1982; Государственная..., 2013]. В каждой из подсвит отмечены различные ассоциации строматолитов (Рисунок 4 б). По смене ассоциаций строматолитов нижней и средней подсвит проведена граница мезо- и неопротерозоя ~1030 млн лет [Семихатов и др., 2000; Зайцева и др., 2017 и ссылки в этих работах]. Таким образом, до последнего времени средняя и верхняя части хайпахской свиты относились к неопротерозою, а нижняя ее часть – к мезопротерозою. На мезопротерозойский возраст нижней части хайпахской свиты указывают K-Ar и Rb-Sr датировки глауконитов, отобранных из этого стратиграфического интервала (1172±18 и 1112±24 млн лет) [Зайцева и др., 2017]. Сверху, возраст верхнехайпахской подсвиты, к сожалению, можно ограничить лишь датировками, полученными по детритовым цирконам вышележащей маастахской свиты (~630 млн лет) [Vishnevskaya et al., 2017]. Для палеомагнитных исследований нами были отобраны верхние 15 метров верхней подсвиты, сложенные красноцветными строматолитовыми известняками.

Согласно межрегиональным схемам корреляции строматолитовых форм [Семихатов, Серебряков, 1983; Решения..., 1983] верхняя подсвита хайпахской свиты сопоставляется по возрасту с уджинской свитой Уджинского поднятия. Но если эта корреляция верна, то, исходя из полученных нами [Malyshev et al., 2018] ограничений на возраст уджинской свиты (более 1385 млн лет), верхнехайпахская подсвита не может быть неопротерозойской. Если же она действительно имеет неопротерозойский возраст, тогда ее корреляцию с уджинской свитой следует признать неправильной. Результаты палеомагнитных исследований уджинской свиты и верхнехайпахской подсвит могут дать дополнительные аргументы в пользу одного из этих предположений.



Рисунок 4. а – общий вид обнажений строматолитовых известняков верхней подсвиты хайпахской свиты Оленекского поднятия; б – красноцветные строматолитовые известняки верхней подсвиты хайпахской свиты. [Пасенко, Малышев, 2020].

1.3 Методика исследований

1.3.1 Методика отбора образцов

Для решения поставленных задач нами было выполнено палеомагнитное опробование, как осадочных, так и магматических тел Уджинского и Оленекского поднятий. Изученные объекты и координаты точек отбора образцов приведены в таблице 1.

Из осадочных пород уджинской свиты (сайты 1 и 2) ориентированные образцы отбирались нами снизу-вверх по разрезу со средним интервалом 0.5–3.0 м, при этом предпочтение отдавалась более красноцветным и мелкозернистым литологическим разностям. Всего было опробовано около 150 метров разреза. Помимо терригенных пород уджинской свиты нами были отобраны образцы строматолитовых красноцветных известняков из подошвы и кровли свиты. Для проведения теста палеомагнитной надежности (теста галек) из прослоев внутрiformационных конгломератов мощностью 2–10 см были отобраны образцы галек.

Породы верхней преимущественно терригенной подсвиты хапчаньрской свиты были опробованы в трех удаленных друг от друга обнажениях (сайты 11, 14 и 14-2020). В сайте 11 породы хапчаньрской свиты обнажаются в 10-20 метрах от контакта с Большой Уджинской Дайкой и основной целью их отбора являлось проведение теста контакта. Однако, стоит заметить, что и остальные сайты расположены на расстоянии не более 200 метров от предполагаемого контакта с БУД, что, учитывая мощность этой интрузии, может негативно сказаться на первичном палеомагнитном сигнале в изучаемых породах. Во всех сайтах образцы отбирались по разрезу с шагом в 0.5-2 метра.

Из алевролитов унгуохтахской свиты (сайт 4) образцы отбирались по разрезу снизу-вверх с шагом 0.5–1.0 м. Образцы туфов и туфоконгломератов (сайты 3 и 5) отбирались произвольным образом из каждого конкретного обнажения, при этом опробовались, как туфогенный матрикс, так и обломки пород, представленные в основном базальтами и вишневыми алевролитами. Суммарно было опробовано около 100 метров разреза унгуохтахской свиты.

Отбор образцов из силла (сайты 9 и 10) проходил равномерно вдоль простираения тела, при этом были опробованы и эндоконтактовая и центральная части силла. Пять образцов из вмещающих силл сероцветных карбонатов были взяты на удалении 5–60 см от контакта. Отбор вмещающих пород на значительном удалении от контакта был невозможен ввиду их необнаженности.

Из остальных магматических тел образцы отбирались «сайтовым» методом. При этом под «сайтом» мы понимаем локальное обнажение каждого отдельного тела. Перед ориентированием образцов магматических тел горным компасом проводилась проверка на отсутствие влияния опробуемых пород на его стрелку.

Хайпахская свита в нашей коллекции представлена образцами верхнехайпахской подсвиты. Эти образцы отбирались из относительно маломощных скальных выходов строматолитовых известняков, расположенных в долине р. Хорбусуонка на удалении 100–500 м друг от друга, каждый такой выход считался нами отдельным сайтом. В сайтах образцы отбирались по разрезу снизу-вверх с интервалом 0.5–1.5 м, при этом в каждом из сайтов было отобрано от 7 до 41 образца.

Нами было опробовано три сайта верхнехайпахской подсвиты – 2а, 2b и 2с. Данные обработки образцов, отобранных еще в двух сайтах (S14OLD и S15OLD) в 2001 г. сотрудниками палеомагнитной лаборатории ИФЗ РАН Павловым В.Э. и Шацилло А.В., также были проанализированы в настоящей работе.

Таблица 1. Объекты палеомагнитных исследований и координаты точек отбора образцов (сайтов).

| <i>Объект</i> | | <i>Сайт №</i> | <i>Порода (опробованная мощность)</i> | <i>Кол-во образцов</i> | <i>Координаты сайта</i> |
|----------------------------|------------------|---------------|---------------------------------------|------------------------|--------------------------|
| хайпахская свита | верхняя подсвита | 2а | строматолитовый известняк (15 м) | 41 | N71°05.281' E124°02.294' |
| | верхняя подсвита | 2b | | 7 | N71°05.273' E124°02.165' |
| | верхняя подсвита | 2с | | 10 | N71°05.267' E124°02.050' |
| | верхняя подсвита | S14 OLD | | 10 | N71°05.135' E124°02.922' |
| | верхняя подсвита | S15 OLD | | 10 | N71°05.135' E124°02.922' |
| | | | | | |
| уджинская свита | верхняя подсвита | 1 | алевролит, песчаник (150 м) | 55 | N70°48.863' E117°0.544' |
| | нижняя подсвита | 2 | | 97 | N70°49.325' E116°56.864' |
| хапчаньрская свита | верхняя подсвита | 14 | доломит, песчаник (20 м) | 47 | N70°50.226' E116°58.005' |
| | верхняя подсвита | 14-2020 | алевролит (3 м) | 10 | N70°51'2.1"E116°53'20.0" |
| | верхняя подсвита | 11 | алевролит, доломит (10м) | 8 | N70.830384° E117.001098° |
| унгуохтагская свита | средняя | 3 | туфоконгломерат (50 м) | 70 | N70°53.619' E116°54.782' |
| | средняя | 4 | алевролит (40 м) | 77 | N70°53.810' E116°54.933' |
| | средняя | 5 | туфоконгломерат (2 м) | 7 | N70°53.828' E116°54.084' |
| магматический | поток | 18-2020 | базальт | 14 | N70°53'32.9"E116°53'18" |

| | | | | | |
|---|-------|---------|------------|----|-------------------------------|
| | поток | 6 | базальт | 14 | N70°55.476' E116°51.993' |
| | поток | 7 | базальт | 7 | N70°55.652' E116°52.360' |
| | дайка | 8 | карбонатит | 27 | N70°55.879' E116°52.502' |
| | силл | 9 | долерит | 33 | N70°55.115' E116°52.686' |
| | | 10 | | 24 | N70°55.346' E116°52.796' |
| магматические тела (вторая фаза магматизма) | дайка | 11 | габбро | 20 | N70.83075° E117.0021° |
| | силл | 12 | долерит | 15 | N70.81217° E117.0336° |
| | дайка | 13 | долерит | 23 | N70.88550° E116.8990° |
| | дайка | 7-2020 | габбро | 18 | N70°50'3.0" E116°58'38.0" |
| | дайка | 8-2020 | габбро | 10 | N70.831439° E117.001088° |
| | дайка | 21-2020 | долерит | 25 | N70°54'9.3" E116°53'16.2" |
| | дайка | 24-2020 | долерит | 17 | N70°55'5.2" E116°53'3.2" |
| | дайка | 26-2020 | долерит | 25 | N70°56'32.3" E116°53'11.6" |

1.3.2 Методика лабораторных исследований

Обработка коллекций выполнялась в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН и включала в себя подготовку ориентированных образцов к измерениям, серию петромагнитных и палеомагнитных экспериментов.

Комплекс петромагнитных исследований проводился на термомагнитометре конструкции Ю.К. Виноградова (ГО «Борок»), на трехкомпонентном вибромагнитометре «Орион» (ГО «Борок»), на вибромагнитометре PMC MicroMag 3900 (Lake Shore, США) и на капнометре МФК1-FA с термоприставкой CS3 (AGICO, Чехия).

Определение доменного состояния магнитных зерен выполнялось с использованием диаграммы Дея-Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002a; Dunlop, 2002b] и FORC-диаграммы [Roberts et al., 2000; Zhao et al., 2017]. Обработка результатов измерений FORC-диаграмм производилась в программе FORCinel [Harrison, Feinberg, 2008].

Анализ спектров коэрцитивности образцов по методу «cumulative log-Gaussian analysis» (CLGA) кривой нормального намагничивания [Kruiver et al., 2001] производился в онлайн-приложении «MAX UnMIX» [Maxbauer et al., 2016].

Исследования анизотропии магнитной восприимчивости проводились, главным образом, для магматических тел Уджинского поднятия. Изучались долериты силла в унгуохтахской свите, и два потока базальтов. Цель данных исследований состояла в обнаружении признаков вторичных изменений (и определении степени этих изменений) пород, которые,

предположительно, могли отразиться в параметрах, характеризующих их магнитную анизотропию.

При анализе эллипсоида магнитной восприимчивости использовались параметры P (степень анизотропии) и F / L (степень «уплощенности» / «вытянутости» эллипсоида). Степень анизотропии измерялась в процентах и рассчитывалась по формуле: $P=K1/ K3 \times 100$ [Hrouda, 1982], где $K1$, $K2$ (см. ниже) и $K3$ максимальная, промежуточная и минимальная главные оси анизотропии, соответственно. Параметры F / L представлены на т.н. диаграмме Флина, которая отражает степень выраженности формы эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости [Flinn, 1965], где $F=K2 / K3$, а $L= K1 / K2$.

Оптические исследования шлифов в проходящем и отраженном свете проводились на поляризационном микроскопе Olympus BX53M. Микронзондовые исследования выполнялись в ГО «Борок» с использованием сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega II и в лаборатории локальных методов исследования вещества МГУ им. М.В. Ломоносова с использованием сканирующего электронного микроскопа Jeol JSM-6480LV.

Измерения остаточной намагниченности в процессе температурных чисток выполнялись на криогенном (SQUID) магнитометре производства 2G Enterprises (США) с автоматической подачей образцов и на спин-магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия) в пространстве, экранированном от внешнего геомагнитного поля при помощи системы колец Гельмгольца, или же в немагнитной комнате (магнитное поле внутри комнаты меньше земного в 200 раз). Для ступенчатой температурной чистки образцов использовалась немагнитная печь MMTD80 (Magnetic Measurements Ltd., Великобритания) с величиной нескомпенсированного поля не более 5–10 нТл. Чистка образцов переменным магнитным полем выполнялась при помощи автоматической системы АФ-чистки, входящей в комплект с криогенным магнитометром. Общее количество шагов магнитной чистки варьировалось от 10 до 20. При сравнении результатов чистки переменным полем и температурой оказалось, что температурное размагничивание в нашем случае более эффективно, вследствие чего основная масса образцов была подвергнута именно температурной чистке.

Обработка результатов магнитных чисток выполнялась в соответствии со стандартной методикой [Kirschvink, 1980; Храмов и др., 1982] при помощи пакета программ Энкина [Enkin, 1994]. При построении палеореконструкций для графического представления материала использовались программы GMAP2003 [Torsvik, Smethurst, 1999] и GPLates (www.gplates.org).

Параметры геомагнитного поля в районе работ определялись по модели IGRF-12 [Thébault et al., 2015].

1.4 Результаты исследований

1.4.1 Результаты палеомагнитных исследований пород Уджинского поднятия

Уджинская свита

Величина естественной остаточной намагниченности (ЕОН) изученных пород уджинской свиты варьирует в пределах 0.001 – 0.3 А/м. Величина магнитной восприимчивости варьирует в пределах 1×10^{-4} – 3×10^{-3} ед. СИ.

По результатам компонентного анализа было выделено четыре компонента намагниченности.

Низкотемпературная компонента (LT) намагниченности разрушается при температурах до 180–250°C и, поскольку ее направление совпадает с направлением современного магнитного поля в районе работ, имеет, вероятно, современный возраст, (Рисунок 5).

В 61 образце из 152 на интервале температур от 400–500 до 680°C выделяется биполярная высокотемпературная компонента (НТ) юго-западного или северо-восточного склонения и, преимущественно, низкого положительного наклонения. Максимальные деблокирующие температуры этой компоненты лежат вблизи точки Кюри гематита (Рисунок 5), указывая на то, что, по крайней мере, часть соответствующей намагниченности связана с гематитом.

Наличие гематита (или низкотитанистого гемоильменита) поддерживается результатами термомагнитного анализа и значениями остаточной коэрцитивной силы, определенными в образцах свиты (см. детальное описание в разделе 1.4.3). В то же время, по данным измерения зависимости магнитной восприимчивости от температуры, а также по данным CLG-анализа (cumulative log-Gaussian, [Kruiver et al., 2001; Maxbauer et al., 2016]) кривой нормального намагничивания в изученных образцах песчаника уджинской свиты может присутствовать также магнетит или низкотитанистый титаномагнетит (см раздел 1.4.3).

Помимо компонент LT и НТ в 20 образцах уджинской свиты выделяется среднетемпературная компонента намагниченности, деблокирующие температуры которой лежат в интервале 380–540°C. Среди направлений векторов, отвечающих этой компоненте, выделяется кластер с северо-западными склонениями и умеренными наклонениями и кластер с восточными склонениями и умеренно-высокими наклонениями (Рисунок 5, Таблица 2). Назовем направление и компоненту, соответствующие северо-западному кластеру, – МТW, а направление и компоненту, соответствующие восточному кластеру, – МТЕ.

Геологическая ситуация не позволяет выполнить тест складки, однако более высокая стабильность компоненты НТ по отношению к нагревам, а также ее биполярность, делают эту компоненту значительно более предпочтительным кандидатом на роль первичной компоненты

намагниченности, чем компоненты МНВ / МТЕ. Другие доводы в пользу первичности этой компоненты намагниченности будут рассмотрены далее.

При температурном размагничивании галек внутриформационных конгломератов на стереограмме видны те же компоненты НТ и МТЕ, которые мы наблюдаем в ненарушенных слоях уджинской свиты (Рисунок 5). Таким образом, тест конгломератов дает отрицательный результат ($r = 0.76$, при критическом значении 0.50) [Храмов и др., 1982]. Отметим, однако, вслед за [Butler, 1998], что в то время, как положительный результат теста конгломератов определенно указывает на первичность намагниченности, отрицательный результат является лишь указанием на то, что рассматриваемая намагниченность образовалась после формирования внутриформационного слоя конгломератов. При этом формирование намагниченности может произойти практически сразу после литификации осадка на стадии диагенеза [Butler, 1998]. В таком случае, для решения наших задач такая намагниченность в геологическом масштабе времени может рассматриваться как первичная [Kodama, 2012].

Данные теста конгломератов указывают на то, что компонента НТ, выделенная в гальках внутриформационных конгломератов уджинской свиты, связана, преимущественно, с аутигенным гематитом.

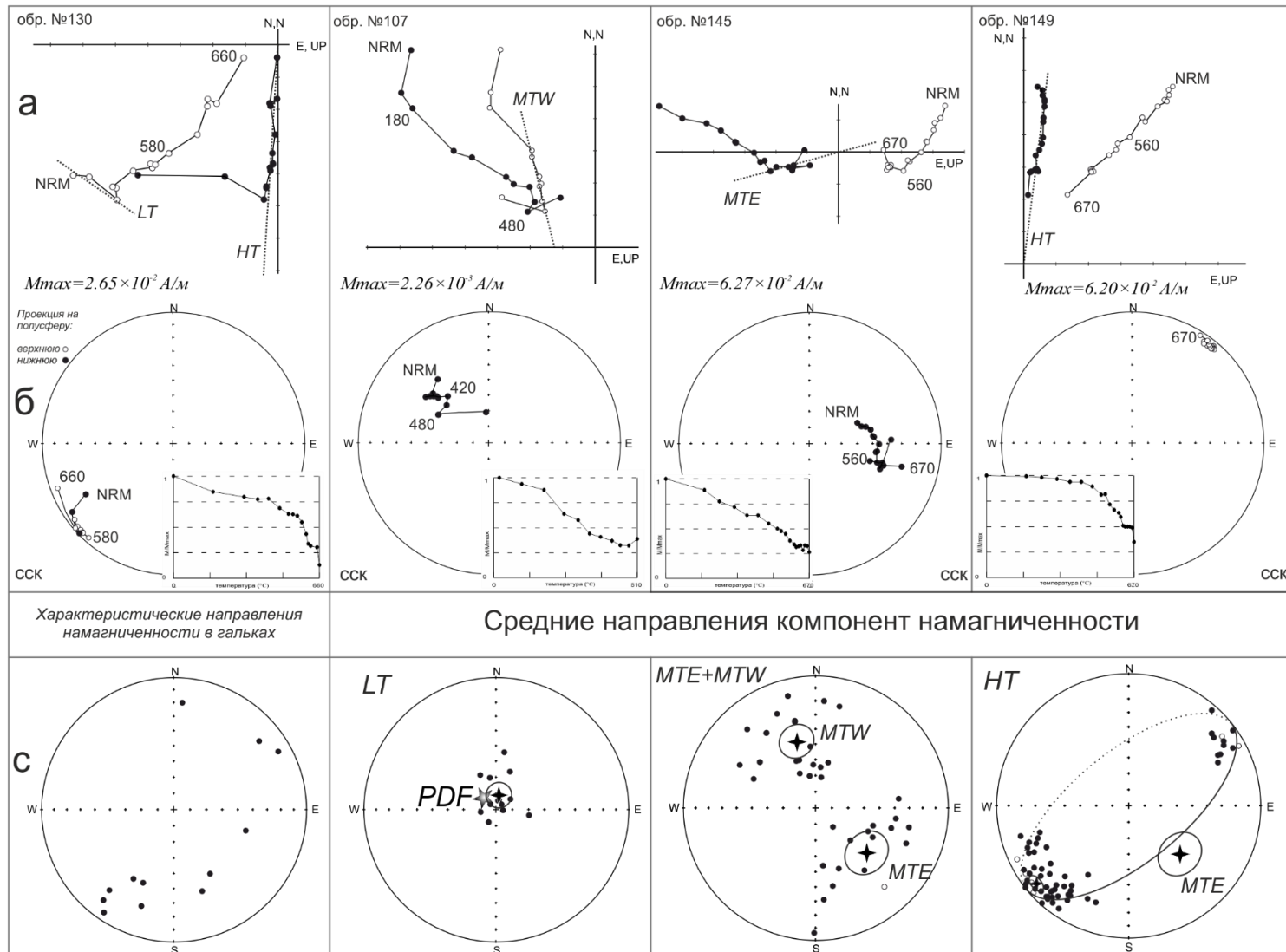


Рисунок 5. Результаты магнитной чистки образцов уджинской свиты [Пасенко, Малышев, 2020]. а и б – представительные диаграммы Зийдвервельда и стереограммы, соответственно; с – направления выделенных компонент намагниченности в гальках конгломератов. PDF – направление современного магнитного поля в районе работ. Расшифровку остальных сокращений см в тексте. Все диаграммы представлены для стратиграфической системы координат.

Хапчаньрская свита

Величина ЕОН в образцах доломитов, алевролитов и песчаников хапчаньрской свиты изменяется в широких пределах от 0.0001 до 0.05 А/м, при этом величина магнитной восприимчивости составляет $5 \times 10^{-5} - 5 \times 10^{-3}$ ед. СИ.

Результаты температурной магнитной чистки показали, что после $\sim 380^\circ\text{C}$ большинство изученных образцов испытывали существенное подмагничивание, связанное с новообразованием магнетита (этот вывод был сделан на основании термомагнитного анализа). В то же время при ступенчатой магнитной чистке переменным полем до 130 мТл многие образцы, несущие в себе палеомагнитный сигнал, не размагничивались полностью (Рисунок 6, образец №189-2020). В этом случае характеристической компоненты выделить не удавалось.

По результатам магнитной чистки выделяется, как правило две или три компоненты намагниченности. Низкотемпературная (низкокоэрцитивная) компонента намагниченности характеризуется деблокирующими температурами 180-250 $^\circ\text{C}$ и распределением направлений «тяготеющим» к направлению современного поля в районе работ (Рисунок 6 б).

Помимо низкотемпературной компоненты выделяется среднетемпературная (среднекоэрцитивная) компонента намагниченности на температурных интервалах 300-400 $^\circ\text{C}$ и 400-600 $^\circ\text{C}$ и при полях до 20 мТл (Рисунок 6). В некоторых образцах, с разной величиной ошибки, на температурном интервале 400-660 $^\circ\text{C}$ и в переменных полях до 130 мТл удается выделить высокотемпературную (высококоэрцитивную) характеристическую компоненту намагниченности (Рисунок 6). Среднетемпературные компоненты намагниченности характеризуются хаотическим распределением направлений. Направления высокотемпературных компонент формируют на стереограмме «размытое облако» с северо-западным склонением и, преимущественно, с отрицательными умеренным наклоном (Рисунок 6 б). Однако, данный кластер крайне близок к направлению, выделенному в породах Большой Уджинской дайки, секущей породы хапчаньрской свиты, что может быть вызвано в том числе и перемагничиванием. Тем не менее, в виду крайне невысокого качества записи и «шумного» распределения сложно однозначно интерпретировать полученные результаты.

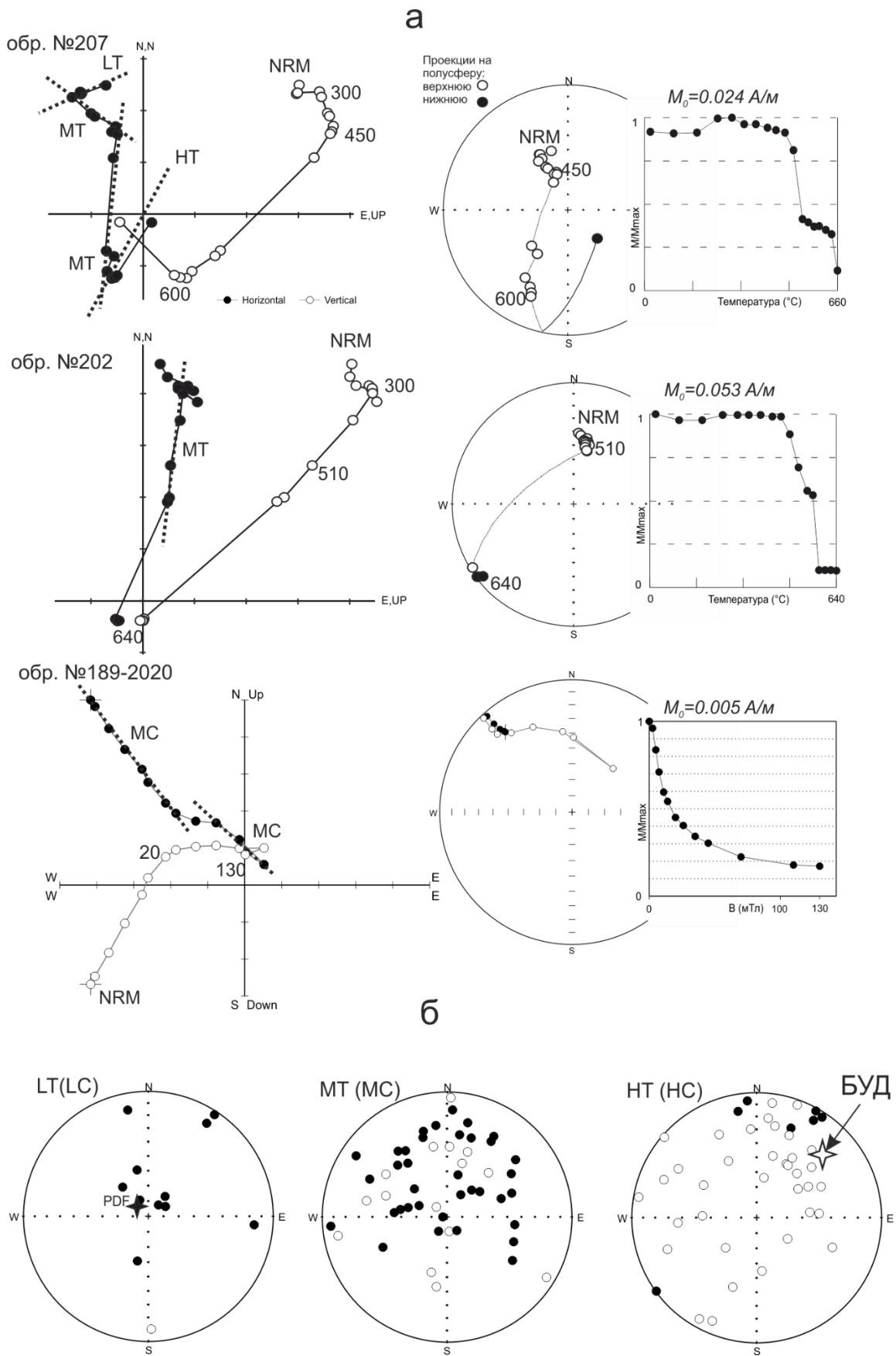


Рисунок 6. а – представительные диаграммы Зийдвервельда, стереограммы и диаграммы намагниченности образцов хапчаньской свиты. б – стереограммы направлений компонент намагниченности, выделенных в породах хапчаньской свиты. Компоненты намагниченности: LT (LC) – низкотемпературные (низкокоэрцитивные); MT (MC) – среднетемпературные

(среднекоэрцитивные); НТ (НС) – высокотемпературные (высококоэрцитивные). БУД – направление намагниченности в породах Большой Уджинской дайки. PDF – направление современного геомагнитного поля в районе работ. Все диаграммы представлены в стратиграфической системе координат.

Унгуохтахская свита

Сайт 4 (алевролиты)

Величина ЕОН в образцах алевролитов обнажения 4 колеблется в пределах 0.002 – 0.4 А/м, величина магнитной восприимчивости: $0.5 \times 10^{-3} - 1.0 \times 10^{-3}$ ед. СИ.

Температурная магнитная чистка позволяет выделить в этих породах несколько компонент намагниченности. Часть образцов содержит низкотемпературную компоненту (LT), разрушающуюся к 250–300°С и имеющую направление, близкое к таковому современного магнитного поля в районе работ (Рисунок 7). Это дает основание полагать, что LT компонента имеет современный возраст.

Среднетемпературная компонента выделяется в интервале температур 300 – 540°С. Соответствующие векторы определяются в 14 образцах с довольно «шумной» палеомагнитной записью, характеризуются северо-западными склонениями и умеренными положительными наклонениями и формируют на стереограмме отчетливый кластер (кучность $K=21.4$, Таблица 2). Этот кластер расположен приблизительно в той же области стереограммы, что и среднее направление компоненты МТW, выделенной в породах уджинской свиты (Рисунок 7, Рисунок 8).

В 40 образцах обнаруживается присутствие стабильной высокотемпературной компоненты НТ с северо-восточным склонением и умеренным положительным наклонением (Рисунок 7). Максимальные деблокирующие температуры этой компоненты находятся в широком интервале от 480 до 660°С. Это можно объяснить присутствием в образцах алевролитов в различных пропорциях титаномагнетита, магнетита и гематита.

На наличие этих магнитных минералов указывают и результаты петромагнитных и электронномикроскопических исследований (см раздел 1.4.3).

Сайты 3 и 4 (туфы и туфоконгломераты)

Образцы этих пород содержат, как правило, достаточно четкий палеомагнитный сигнал, при этом величина ЕОН пород варьирует в пределах 0.008 – 0.1 А/м, а величина магнитной восприимчивости в пределах $0.1 \times 10^{-3} - 8 \times 10^{-3}$ ед. СИ.

Помимо современной (исходя из направления) низкотемпературной компоненты LT, разрушающейся на первых шагах чистки, выделяется также высокотемпературная компонента НТ юго-западного склонения и умеренно отрицательного наклонения (Рисунок 7).

Максимальные температуры деблокирования этой компоненты лежат в области 580–600°C, что указывает на то, что ее носителем, по всей видимости, является магнетит. В части образцов разделить компоненты LT и HT не представляется возможным из-за перекрытия их спектров деблокирующих температур. В этом случае, однако, уверенно выделяются круги перемагничивания (Рисунок 7, обр. 218; Рисунок 8, обр. 217, 218, 233).

Петромагнитные и электронномикроскопические исследования показали, что основным магнитным минералом в туфах унгуохтахской свиты является магнетит (или низкотитанистый титаномагнетит) (см раздел 1.4.3).

Направление высокотемпературной компоненты, выделенной в обломках базальтов и алевролитов из туфобрекчий унгуохтахской свиты совпадает с таковым, выделенным непосредственно в туфогенном матриксе и в перекрывающих туфы алевролитах. А близость направлений намагниченности, выделенных в матриксе и в обломках может свидетельствовать о сильном прогреве пород в процессе извержения.

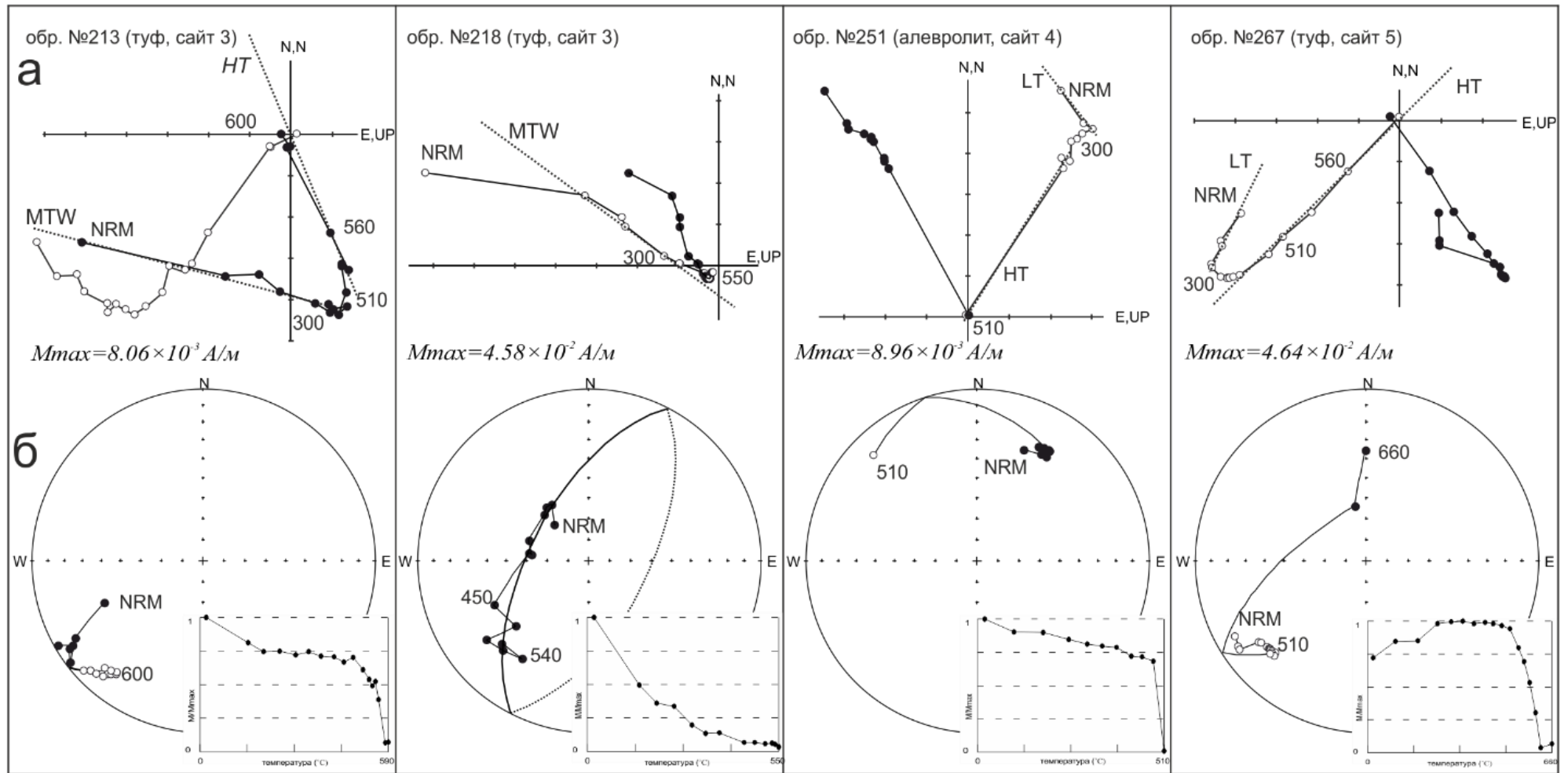


Рисунок 7. Результаты магнитной чистки пород унгуохтахской свиты [Пасенко, Малышев, 2020]. а – представительные диаграммы Зийдервельда; б – стереограммы и диаграммы спада намагниченности. Цифрами на диаграммах Зийдервельда и стереограммах показана температура в [°C]. Расшифровку сокращений см в тексте. Диаграммы представлены для стратиграфической системы координат.

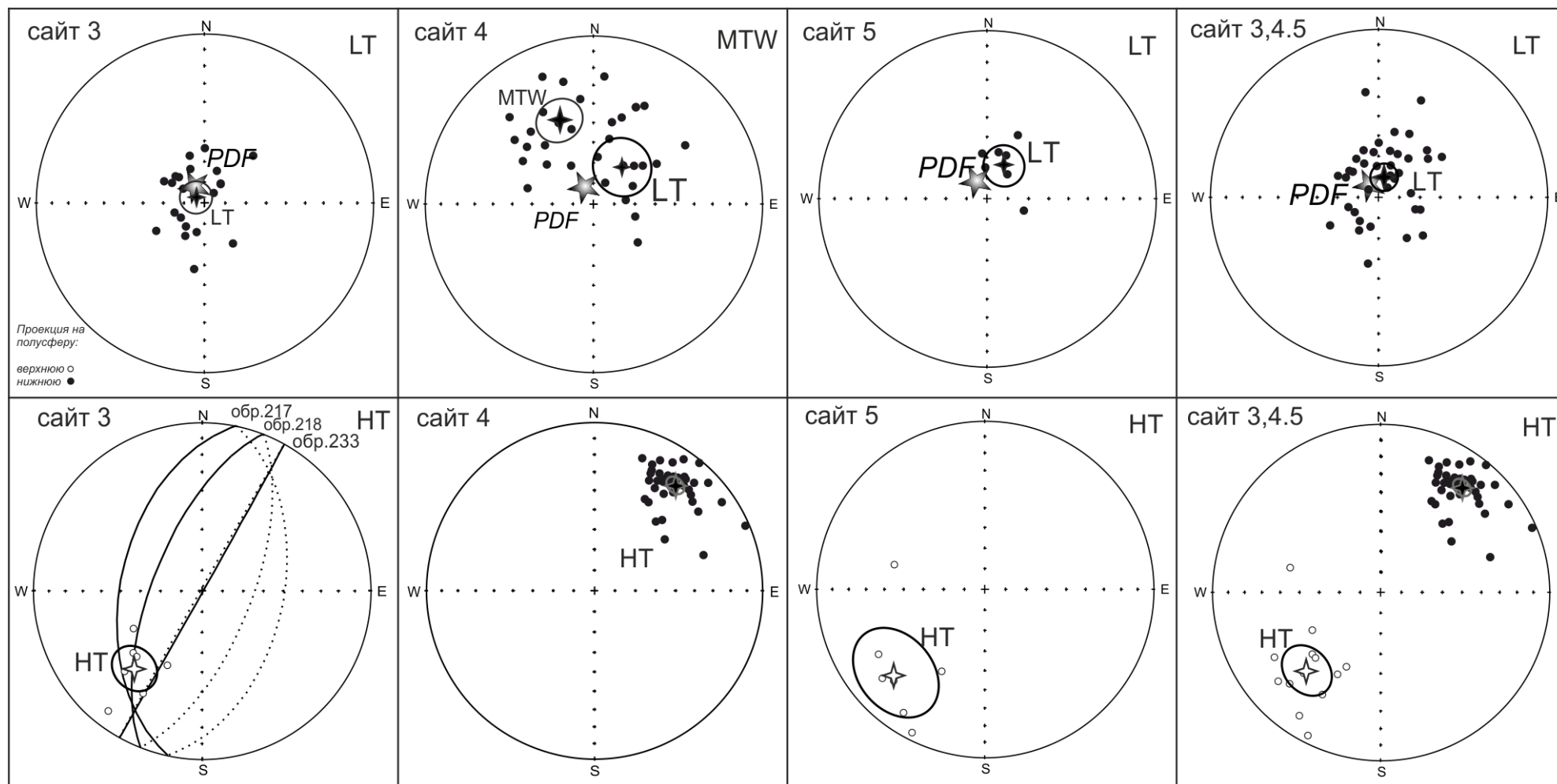


Рисунок 8. Стереограммы направлений компонент намагниченности, выделенных в образцах унгуохтахской свиты [Пасенко, Малышев, 2020]. PDF – направление современного магнитного поля в районе работ. Расшифровку остальных сокращений см в тексте. Диаграммы представлены для стратиграфической системы координат.

*Магматические тела первого этапа магматизма Уджинского поднятия*Сайт 6 (базальты)

Величины ЕОН в образцах базальтов варьируют в пределах 0.02-0.7 А/м, величина магнитной восприимчивости — 0.02-0.09 ед. СИ.

В целом, образцы демонстрируют «шумный» палеомагнитный сигнал, однако встречаются отдельные образцы с очень качественной палеомагнитной записью (Рисунок 9 а). Низкотемпературная компонента явно не выражена. В большинстве образцов довольно уверенно определяется высокотемпературная компонента с максимальными деблокирующими температурами от 510 до 580°С, с юго-западными склонениями и умеренными отрицательными наклонениями (Рисунок 9 а). Результаты анализа температурных зависимостей намагниченности насыщения и магнитной восприимчивости, а также гистерезисные параметры указывают на присутствие в образцах магнитного минерала с температурой Кюри в области 580°С и с величиной полей насыщения 100–150 мТл, что характерно для магнетита (см раздел 1.4.3).

Сайт 7 (базальты)

Величины ЕОН в базальтах сайта 7 варьируют в пределах 0.008-0.02 А/м, величина магнитной восприимчивости — 0.0006-0.0007 ед. СИ.

По результатам ступенчатой температурной чистки была выделена высокотемпературная компонента намагниченности (Рисунок 8 б), при этом низкотемпературная компоненты в изученных образцах явно не выражена. Среднее направление высокотемпературной компоненты имеет юго-западное склонение и отрицательное умеренное наклонение и, в целом, совпадает с направлением аналогичной компоненты в базальтах, описанных выше. Отметим, что кривые $I_s(T)$ и петли магнитного гистерезиса для образцов сайта 7 имеют парамагнитную форму, что свидетельствует об относительно низком содержании ферромагнитных минералов, и не позволяет их идентифицировать (см раздел 1.4.3). В то же время на кривой $k(T)$ для этих же образцов наблюдаются пик и перегиб в области 580°С (см раздел 1.4.3), указывая на присутствие магнетита.

Сайт 8 (карбонатиты)

Величины ЕОН в образцах даек карбонатитов варьируют в пределах 1–2 А/м, величина магнитной восприимчивости — 0.003-0.04 ед. СИ.

В палеомагнитной записи изученных образцов существенно преобладает высокотемпературная характеристическая компонента с северо-восточным склонением и низким положительным наклонением и с максимальными деблокирующими температурами 540–550°С (Рисунок 8 в). Подобные температуры характерны для пород, в которых основным магнитным

минералом является низкотитанистый титаномагнетит. Кривые $I_s(T)$ и $k(T)$, снятые для образцов из дайки карбонатитов, также указывают на наличие ферромагнитного минерала с точками Кюри вблизи $520\text{--}540^\circ\text{C}$ (см раздел 1.4.3), вероятно, титаномагнетита с относительно небольшим содержанием титана.

Сайт 18-2020 (базальты)

Величина ЕОН в изученных образцах составляет 1.0-4.0 А/м, в то время как величина магнитной восприимчивости 0.04-0.07 ед. СИ.

Образцы базальтов демонстрируют качественный палеомагнитный сигнал. Низко-среднетемпературные компоненты явно не выражены, что позволяет уверенно выделять высокотемпературную характеристическую компоненту намагниченности с максимальными деблокирующими температурами в области $560\text{--}580^\circ\text{C}$. Выделенные направления характеризуются юго-западными склонениями и умеренными отрицательными наклонениями, что характерно для аналогичного потока базальтов, опробованного в сайте 6.

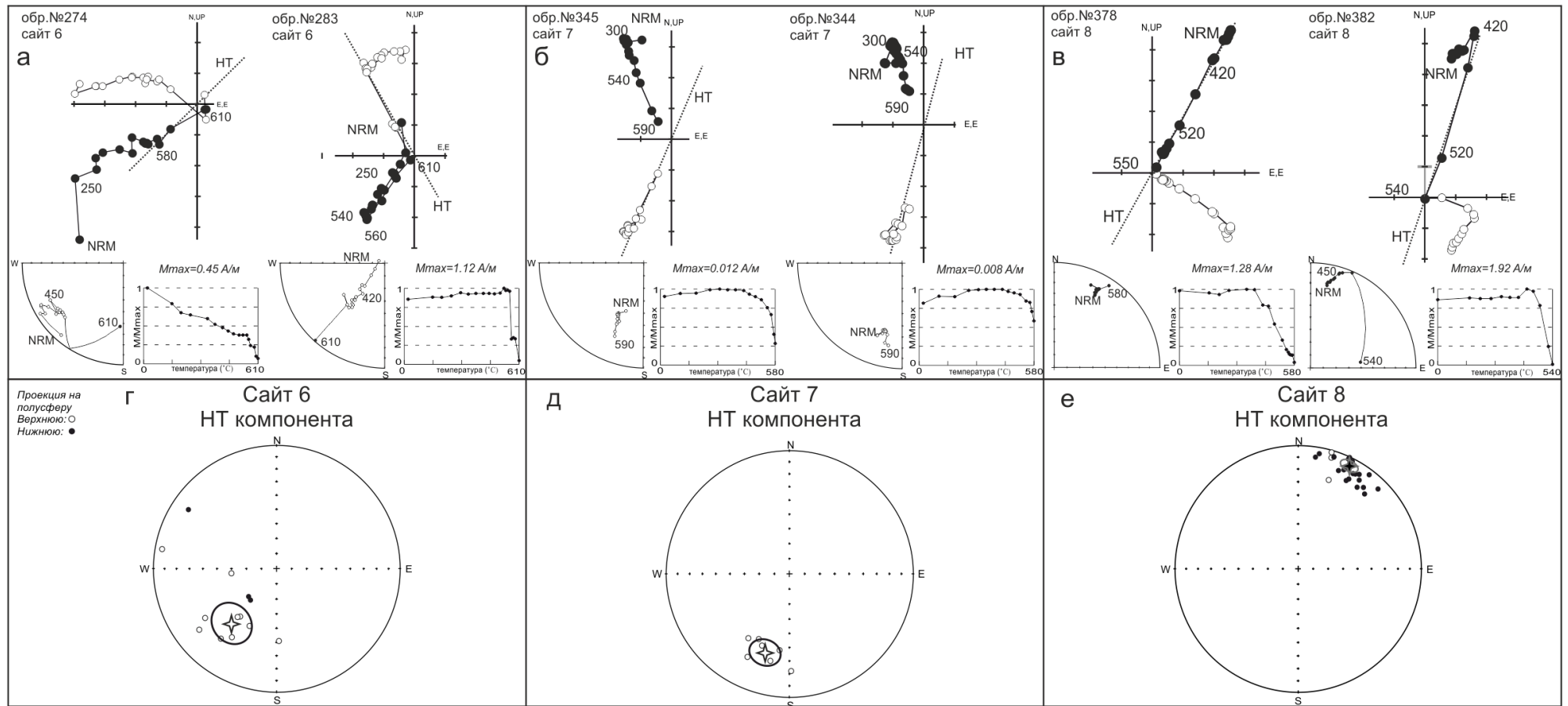


Рисунок 9. Результаты магнитных чисток магматических тел Уджинского поднятия из сайтов 6, 7 и 8 [Пасенко, Малышев, 2020]. а, б, в – представительные диаграммы Зийдervельда и стереограммы; г, д, е – направления высокотемпературных компонент намагниченности для каждого сайта. Расшифровку сокращений см в тексте. Диаграммы представлены для стратиграфической системы координат.

Сайты 9 и 10 (долериты)

Образцы обоих сайтов имеют величины ЕОН в пределах 0.5-2.0 А/м и демонстрируют схожий, довольно «шумный», палеомагнитный сигнал. Величина магнитной восприимчивости при этом варьирует в пределах 0.02-0.1 ед. СИ.

В результате компонентного анализа выделяются две компоненты намагниченности: малостабильная низкотемпературная с деблокирующими температурами от 150 до 380°C и стабильная высокотемпературная (Рисунок 10 а). Векторы, отвечающие низкотемпературной компоненте, характеризуются нерегулярными направлениями. Часть из них лежит в области направлений современного геомагнитного поля, а часть располагается хаотично (Рисунок 10 б).

Высокотемпературная компонента (НТ) намагниченности выделяется при температурах 450–580°C. Значения деблокирующих температур, анализ кривых $I_s(T)$ и $k(T)$, на которых присутствует единственный перегиб в области 580–590°C, а также анализ петель гистерезиса, которые выходят на насыщение в полях 100–150 мТл, указывают на присутствие магнетита (или низкотитанистого титаномагнетита) в изученных образцах (см раздел 1.4.3).

Векторы, отвечающие высокотемпературной компоненте, образуют на стереограмме два антиподальных кластера направлений с юго-западным / северо-восточным склонением и умеренным отрицательным / положительным наклонением (Рисунок 10 в). При этом отметим, что образцы, содержащие намагниченность разных полярностей распределены по разрезу хаотически.

При расчете среднего направления векторов высокотемпературной компоненты намагниченности (Рисунок 10 в) образцы с шумной палеомагнитной записью ($\alpha_{95} \geq 10^\circ$) и образцы, «выпадающие» из распределения (считается, что к распределению относятся все направления в радиусе $\theta_{95} = 140/\sqrt{k}$, [Butler, 1998]), не учитывались (Рисунок 10 г).

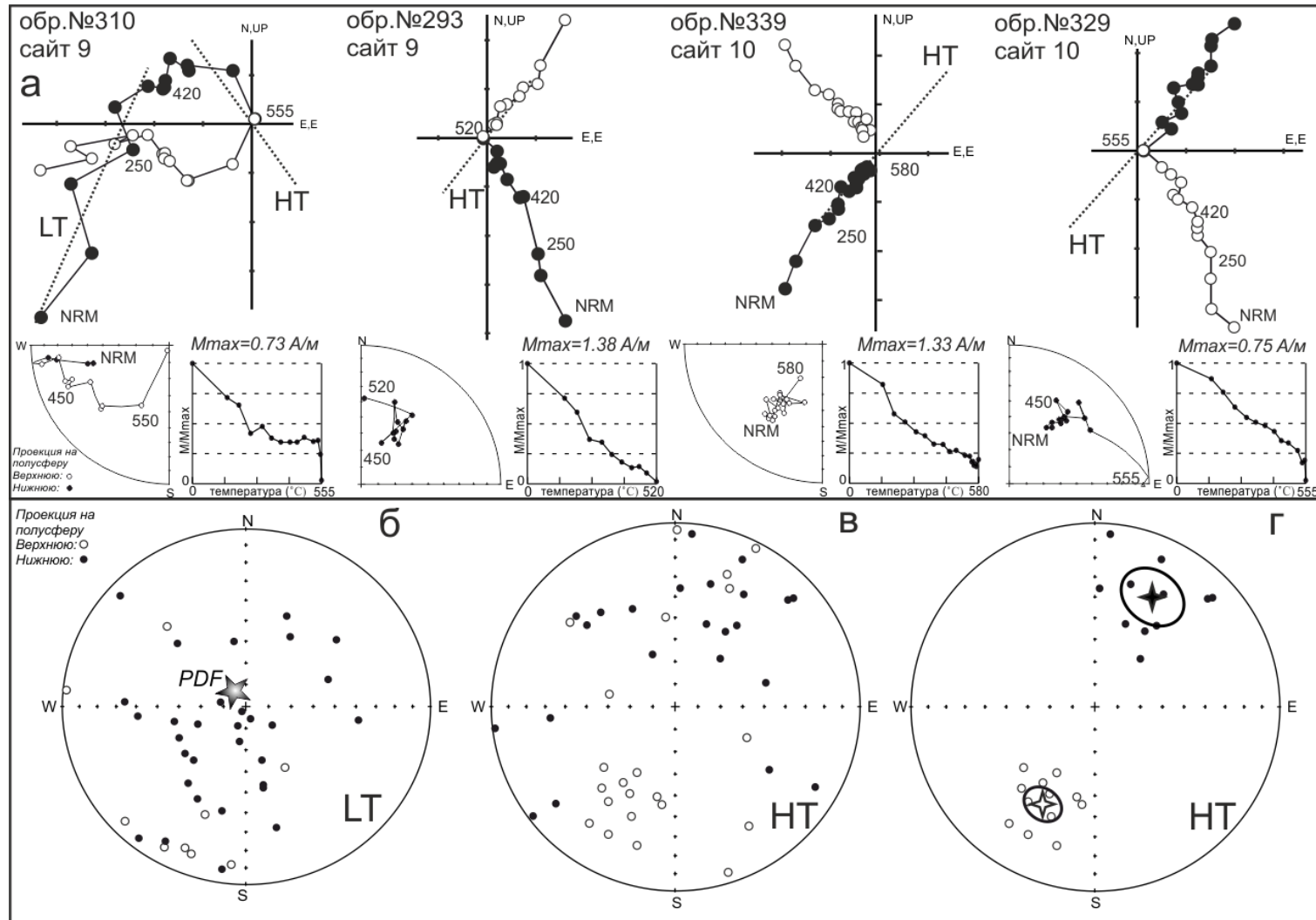


Рисунок 10. Результаты магнитных чисток образцов силла долеритов Уджинского поднятия (сайты 9 и 10) [Пасенко, Малышев, 2020]. а – представительные диаграммы Зийдervельда, стереограммы и диаграммы размагничивания; б – направления низкотемпературных компонент намагниченности (LT); в – направления высокотемпературных компонент намагниченности (HT); г – направления высокотемпературных компонент намагниченности, участвующие в расчете среднего направления. *PDF* – направление современного магнитного поля в районе работ. Диаграммы представлены для стратиграфической системы координат.

*Магматические тела второго этапа магматизма Уджинского поднятия*Сайты 11, 7-2020, 8-2020 (Большая Уджинская дайка, габбро)

В результате температурной магнитной чистки в образцах Большой Уджинской дайки было выделено 2 компонента намагниченности – среднетемпературная, с деблокирующими температурами 380-450°C и высокотемпературная, с деблокирующими температурами 560-580°C (Рисунок 11 а).

Также выделяется низкотемпературная компонента с деблокирующими температурами 100-120°C, направление которой совпадает с направлением современного геомагнитного поля в районе работ (Рисунок 11 в).

Проекции векторов среднетемпературной компоненты распределены хаотично на стереограмме, поэтому далее мы эту компоненту не рассматриваем. Высокотемпературная компонента намагниченности была выделена в 21 образце из 48. Среднее направление высокотемпературной компоненты намагниченности в изученных образцах имеет северо-восточное пологое склонение и умеренное отрицательное наклонение (Рисунок 11 б).

Сайт 12 (долериты)

Из базитового силла расположенного на выходе из траппового каньона р. Уджа напротив устья р. Хапчаныр группой геологов ФГУП «Аэрогеология» под руководством Черенкова В.Г. была отобрана коллекция из 14 ориентированных образцов, впоследствии переданная автору для палеомагнитных исследований. В результате проведения температурной чистки и компонентного анализа выделено две компоненты намагниченности (Рисунок 11 а). Среднетемпературная компонента намагниченности выделена в 6 образцах и имеет деблокирующие температуры в интервале 410-560°C. Соответствующие векторы распределены вдоль дуги большого круга с направлением нормали $Dec=328.0^\circ$; $Inc=24.2^\circ$; $\alpha_{95}=28.4^\circ$. Вопрос природы данной компоненты намагниченности, а также причины подобного ее распределения только предстоит выяснить, поэтому в этой работе мы ее не рассматриваем.

Высокотемпературная компонента намагниченности выделена во всех 14 образцах, ее максимальные деблокирующие температуры лежат в области 580°C. Соответствующие векторы имеют северо-восточные склонения и умеренно отрицательные наклонения (Рисунок 11 б).

Во время полевого сезона 2020 года автором были отобраны образцы вмещающих пород уджинской свиты для проведения теста контакта. Образцы отбирались на расстоянии 0.01 – 2 метра, на расстоянии ~20 метров и на расстоянии ~100 метров от контакта с силлом. В первых двух точках вмещающие породы, представленные мраморизованными известняками и слоем строматолитовых известняков, демонстрируют направления высокотемпературных характеристических компонент намагниченности схожие с направлениями в силле. В точке,

расположенной на удалении от интрузии (сайт 1) песчаники верхней подсвиты уджинской свиты демонстрируют направления высокотемпературной компоненты намагниченности, существенно отличные от таковых в первых двух точках и в долеритах.

Сайт 13 (долерит)

Из данной дайки нами было отобрано 23 ориентированных образца. По результатам температурной магнитной чистки во всех образцах выделяется только одна стабильная высокотемпературная компонента намагниченности с максимальными деблокирующими температурами 560-580°C (Рисунок 11 а).

Из 23 образцов 10 образуют четко выраженный кластер, включающий векторы с северо-северо-восточным склонением и пологим отрицательным наклоном (Рисунок 11 б). Остальные образцы имеют иное (хаотическое) направление высокотемпературной компоненты намагниченности, что можно связать либо с ошибкой ориентировки образцов, либо с их частичным перемагничиванием, проявившимся, возможно, также в образовании среднетемпературной компоненты силла, обнажающегося в борту р. Уджа напротив устья р. Хапчаныр.

Сайты 21-2020, 24-2020 и 26-2020 (долериты)

По результатам магнитных чисток в изученных образцах были выделены высокотемпературные характеристические компоненты намагниченности. Однако, в каждом из этих сайтов выделенные направления распределены хаотически и не поддаются интерпретации. В дальнейшем эти объекты не рассматриваются.

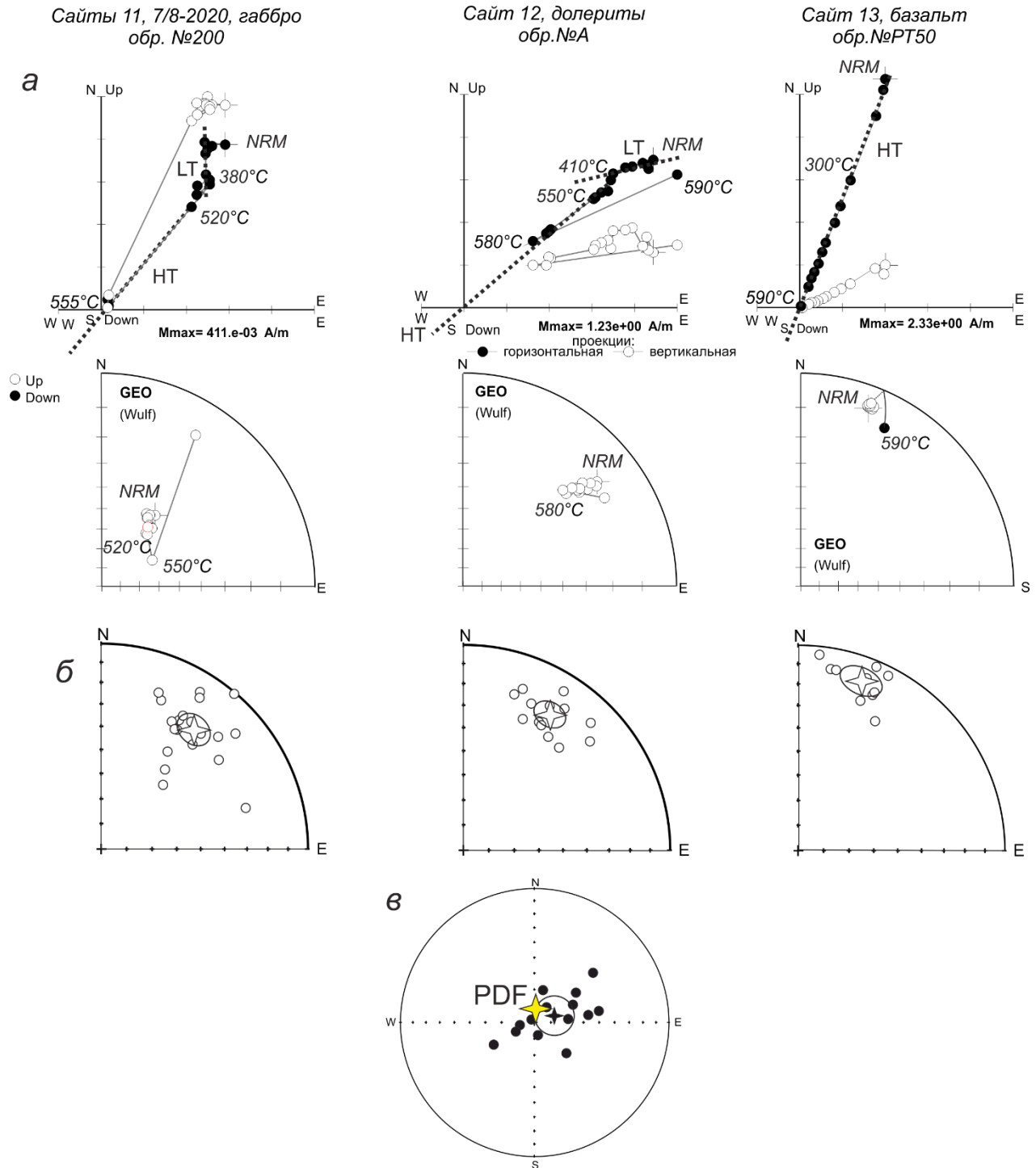


Рисунок 11. Результаты палеомагнитного исследования магматических тел Уджинского поднятия второй фазы протерозойского магматизма [Malyshev et al., 2018]. (а) – представительные диаграммы Зийдервельда и стереограммы; (б) – среднее направление высокотемпературных компонент намагниченности; (в) – направления низкотемпературных компонент намагниченности, выделенных во всех рассматриваемых телах. PDF – направление современного геомагнитного поля в районе работ. Диаграммы представлены для стратиграфической системы координат.

Проведенный комплекс петромагнитных и электронномикроскопических исследований (см раздел 1.4.3) указывает на то, что во всех рассматриваемых телах второй фазы магматизма

основным минералом – носителем намагниченности является псевдооднодоменный магнетит предположительно первичного генезиса.

1.4.2 Результаты палеомагнитных исследований пород Оленекского поднятия

Хайпахская свита

Выполненные исследования показали, что породы несут в себе палеомагнитный сигнал различного качества. В образцах с качественным палеомагнитным сигналом, величина вектора ЕОН варьирует в пределах 0.001 – 0.02 А/м. В остальных образцах (~40% коллекции) величина ЕОН значительно меньше и опускается до значений 0.0001 А/м. При этом магнитной восприимчивости в образцах варьирует в широких пределах 1×10^{-7} – 5×10^{-6} ед. СИ, редко опускаясь до $2-5 \times 10^{-8}$ ед. СИ.

В результате проведенной магнитной чистки в изученных образцах были выделены две компоненты намагниченности (Рисунок 12): среднетемпературная компонента (МТ) с деблокирующими температурами 250–520°С, и высокотемпературная компонента (НТ) с деблокирующими температурами 560–700°С.

Такой растянутый интервал деблокирующих температур компоненты НТ может быть обусловлен тем, что носителем намагниченности являются зерна гематита широкого спектра размерности [Jiang et al., 2015]. Это предположение подтверждается результатами петромагнитных исследований, которые свидетельствуют о присутствии в породе разноразмерных зерен гематита, предположительно, трех различных генераций (см раздел 1.4.3).

Векторы среднетемпературной компоненты распределены на стереограмме в области направления современного геомагнитного поля в районе работ (Рисунок 12 г). Связаны они, вероятно, с вязкой намагниченностью, возникшей в породах под воздействием современного геомагнитного поля.

Направления высокотемпературной компоненты характеризуются биполярным распределением (Рисунок 12 в). На стереограммах выделяется кластер направлений с северо-восточным склонением и умеренным наклонением, а также кластер направлений с юго-западным склонением и пологими отрицательными и положительными наклонениями.

Часть векторов лежат на дуге большого круга, проходящего через обозначенные выше кластеры и направление современного геомагнитного поля в районе работ (Рисунок 12 б). Это позволяет сделать вывод о том, что высокотемпературная компонента намагниченности в некоторых образцах в разной степени контаминирована среднетемпературной. Подобные образцы не были использованы для расчёта среднего направления высокотемпературной компоненты намагниченности (Рисунок 12 в).

Расчёт среднего направления намагниченности производился как путем осреднения высокотемпературных направлений во всех образцах, так и путем осреднения средних направлений, рассчитанных отдельно для каждого из пяти сайтов (Рисунок 12 д).

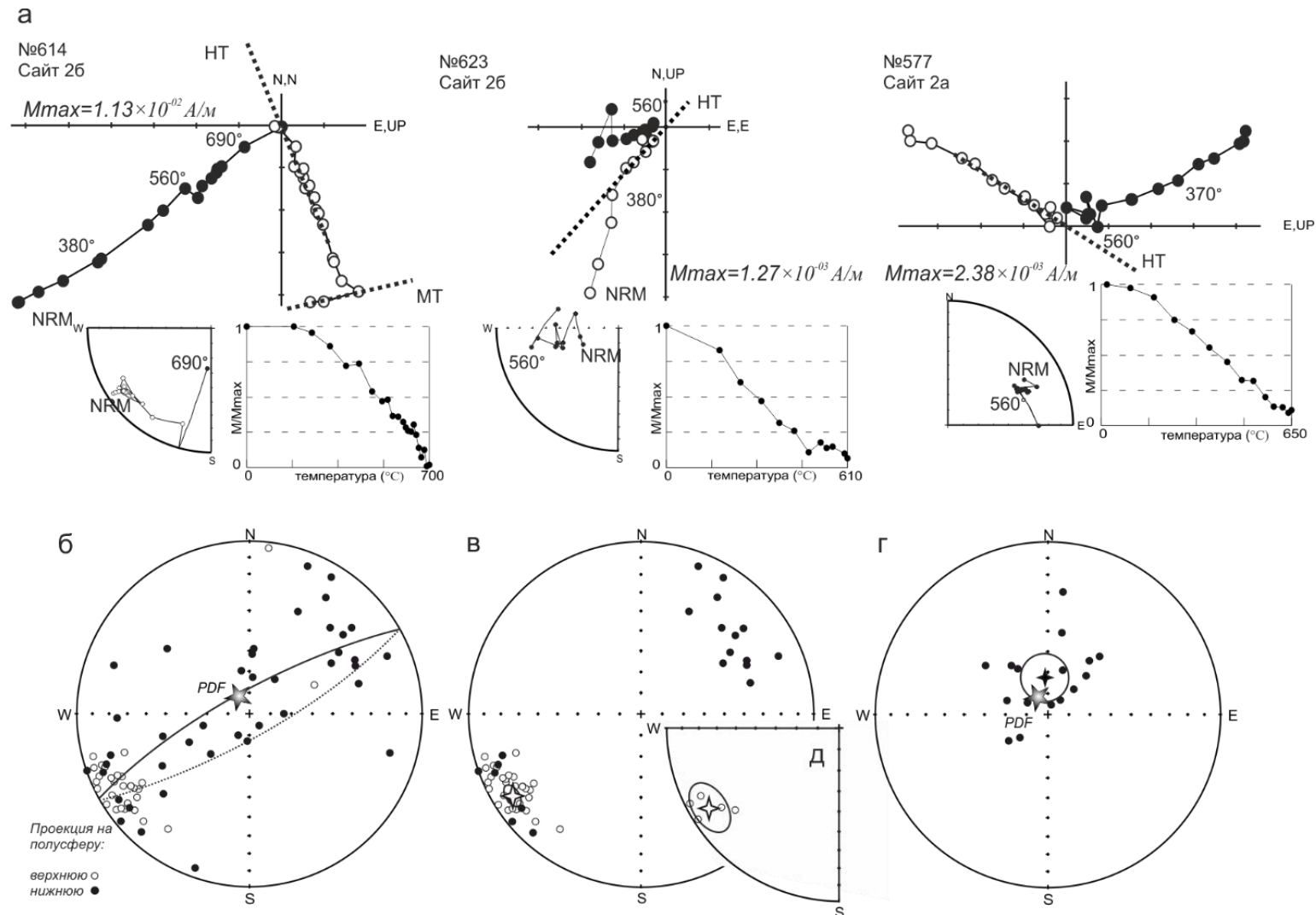


Рисунок 12. Результаты палеомагнитного исследования известняков хайпахской свиты Оленекского поднятия [Пасенко, Малышев, 2020]. а – представительные диаграммы Зийдervельда, стереограммы и диаграммы размагничивания; б – направления высокотемпературных компонент намагниченности во всех пяти сайтах; в – не загрязненные современным полем направления намагниченности, участвующие в статистике; г – направления низкотемпературных компонент намагниченности; д – средние направления намагниченности, выделенные отдельно в каждом сайте. PDF – направление современного поля в районе работ. Все диаграммы приведены в географической системе координат.

Таблица 2. Направления компонент намагниченности, выделенных в породах Уджинского и Оленекского поднятий

| Сайт | n | Географическая СК | | | | Стратиграфическая СК | | | | Полюс | | |
|---|-----------|-------------------|--------------|-------------|---------------------|----------------------|------------|-------------|---------------------|--------------|-----------------|---------------------|
| | | D° | I° | K | α_{95° | D° | I° | K | α_{95° | Φ° | Λ° | dp/dm, A95° |
| Хайпахская свита (Оленекское поднятие) (координаты у.с.т. N 71.1°, E 124.1°) | | | | | | | | | | | | |
| <i>Компонента НТ</i> | | | | | | | | | | | | |
| 2a | 15 | 231.7 | -24.5 | 14.0 | 10.6 | - | - | - | - | | | |
| 2b | 6 | 243.9 | -11.7 | 64.6 | 8.4 | - | - | - | - | | | |
| 2c | 9 | 243.1 | -3.7 | 32.3 | 9.2 | - | - | - | - | | | |
| S14OLD | 10 | 236.0 | -19.1 | 68.0 | 5.9 | - | - | - | - | | | |
| S15OLD | 10 | 237.1 | -2.9 | 29.1 | 9.1 | - | - | - | - | | | |
| Прямая полярность | 37 | 239.2 | -8.7 | 34.0 | 4.2 | - | - | - | - | | | |
| Обратн. полярность | 13 | 48.3 | 28.1 | 18.7 | 9.8 | - | - | - | - | | | |
| Среднее по образцам | 50 | 237.4 | -13.8 | 19.5 | 4.7 | - | - | - | - | -16.8 | 63.4 | 2.5/4.8, 3.4 |
| Среднее по сайтам | 5 | 238.5 | -12.4 | 57.8 | 10.1 | - | - | - | - | | | |
| Уджинская свита (Уджинское поднятие) (координаты у.с.т. N 70.8°, E 117.0°) | | | | | | | | | | | | |
| <i>Компонента МТW</i> | | | | | | | | | | | | |
| 1, 2 | 20 | 344.0 | 46.4 | 10.5 | 10.6 | 343.9 | 46.0 | 10.1 | 10.8 | | | |
| <i>Компонента МТE</i> | | | | | | | | | | | | |
| 1, 2 | 16 | 131.2 | 47.9 | 8.5 | 13.5 | 130.0 | 45.4 | 9.2 | 12.8 | 13.8 | 161.7 | 10.3/16.3, 13.0 |
| <i>Компонента НТ</i> | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 10 | 232.7 | 11.6 | 25.7 | 9.7 | 233.6 | 5.7 | 26.0 | 9.6 | | | |
| 2 | 51 | 230.1 | 4.9 | 16.5 | 5.1 | 229.1 | 10.2 | 16.8 | 5.0 | | | |
| Прямая полярность | 13 | 53.2 | 17.7 | 35.0 | 7.1 | 55.2 | 11.8 | 38.1 | 6.8 | | | |
| Обратн. полярность | 48 | 229.8 | 12.3 | 27.4 | 4.0 | 228.4 | 15.2 | 25.0 | 4.2 | | | |
| Среднее по образцам | 61 | 230.5 | 6.0 | 17.3 | 4.5 | 229.9 | 9.4 | 18.1 | 4.4 | -7.7 | 66.7 | 2.2/4.4, 3.2 |
| Среднее по обнажениям | 2 | 230.1 | 6.5 | - | - | 230.6 | 6.2 | - | - | | | |
| Унгуохтахская свита (Уджинское поднятие) (координаты у.с.т. N 70.9°, E 116.9°) | | | | | | | | | | | | |

| <i>Компонента МТW</i> | | | | | | | | | | | | |
|--|-----------|--------------|--------------|-------------|------------|--------------|--------------|-------------|------------|--------------|-------------|---------------------|
| 3, 4, 5 | 13 | 316.8 | 36.6 | 20.9 | 9.3 | 322.2 | 44.0 | 21.4 | 9.2 | -40.1 | 163.1 | 7.2/11.5, 9.1 |
| <i>Компонента НТ</i> | | | | | | | | | | | | |
| 3 (туф) | 8 | 214.5 | -26.9 | 27.3 | 10.8 | 220.9 | -38.4 | 27.3 | 10.8 | | | |
| 4 (алевролит) | 40 | 33.0 | 27.9 | 32.3 | 4.0 | 37.6 | 21.9 | 31.6 | 4.1 | | | |
| 5 (туф) | 6 | 220.3 | -22.6 | 21.2 | 14.9 | 220.3 | -22.6 | 21.2 | 14.9 | | | |
| Прямая полярность | 40 | 33.0 | 27.9 | 32.3 | 4.0 | 37.6 | 21.9 | 31.6 | 4.1 | | | |
| Обратн. полярность | 12 | 217.3 | -27.2 | 27.2 | 8.5 | 220.9 | -32.9 | 20.4 | 9.8 | | | |
| Среднее по образцам | 52 | 213.0 | -25.5 | 36.7 | 3.3 | 217.0 | -24.0 | 31.0 | 3.6 | -27.4 | 75.0 | 2.1/3.8, 2.8 |
| Среднее по обнажениям | 3 | 217.4 | -25.8 | 443.7 | 5.9 | 220.7 | -27.7 | 76.0 | 14.2 | | | |
| <i>Компонента МТW (уджинская и унгуохтахская свиты, координаты у.с.т. N 70.8°, E 117.0°)</i> | | | | | | | | | | | | |
| 1, 2, 3, 4, 5 | 38 | - | - | - | - | 340.9 | 45.6 | 10.8 | 7.4 | -44.9 | 141.2 | 6.0/9.4, 7.5 |
| <i>Магматические тела Уджинского поднятия (координаты у.с.т. N 71.0°, E 117.0°)</i> | | | | | | | | | | | | |
| <i>Первая фаза магматизма (компонента НТ)</i> | | | | | | | | | | | | |
| 6 (базальт) | 7 | 197.4 | -33.5 | 42.2 | 9.4 | - | - | - | - | -36.3 | 96.4 | 6.1/10.7, 8.1 |
| 7 (базальт) | 7 | 220.9 | -37.4 | 33.4 | 10.6 | - | - | - | - | -34.6 | 69.0 | 7.3/12.5, 9.6 |
| 8 (карбонатит) | 25 | 26.8 | 11.2 | 33.2 | 5.1 | 26.5 | 7.5 | 37.3 | 4.8 | -20.7 | 88.6 | 2.4/4.8, 3.4 |
| 9 (долерит) | 6R+3N | 200.5 | -28.1 | 18.0 | 12.5 | 204.2 | -42.2 | 18.0 | 12.5 | | | |
| 10 (долерит) | 6R+4N | 208.5 | -17.7 | 20.9 | 10.8 | 209.9 | -37.0 | 20.2 | 11.0 | | | |
| Прямая полярность | 7 | 24.1 | 20.8 | 10.9 | 19.2 | 25.7 | 38.6 | 10.8 | 19.2 | | | |
| Обратн. полярность | 12 | 205.3 | -23.7 | 25.5 | 8.8 | 208.2 | -39.9 | 30.3 | 8.1 | | | |
| 9+10 – среднее по образцам | 19 | 207.6 | -25.4 | 19.1 | 7.9 | 211.0 | -41.9 | 21.3 | 7.4 | -39.9 | 79.2 | 5.9/9.1, 7.1 |
| 18-2020 (базальт) | 14 | 206.7 | -30.3 | 36.2 | 6.7 | 208.2 | -35.4 | 28.5 | 7.6 | -35.9 | 83.6 | 5.1/8.8, 6.7 |
| Все сайты кроме 8-го | 4 | - | - | - | - | - | - | - | - | -37.1 | 82.0 | 10.7 |
| <i>Вторая фаза магматизма (компонента НТ)</i> | | | | | | | | | | | | |
| 11, 7/8-2020 (габбро) | 21 | 40.0 | -29.8 | 24.1 | 6.6 | 37.8 | -27.2 | 26.2 | 6.3 | 0.8 | 80.6 | 3.7/6.9, 5.1 |
| 12 (долерит) | 13 | 32.4 | -22.8 | 50.3 | 5.9 | 28.6 | -26.0 | 50.3 | 5.9 | -3.1 | 89.2 | 3.4/6.4, 4.7 |
| 13 (долерит) | 10 | 20.6 | -15.6 | 36.6 | 8.1 | 20.5 | -12.6 | 52.1 | 6.8 | -11.4 | 96.2 | 3.5/6.9, 4.9 |

Примечание: МТW, МТЕ – среднетемпературные компоненты намагниченности (объяснения см в тексте), НТ – высокотемпературная компонента намагниченности, у.с.т. – условная средняя точка. n — количество векторов, используемое в статистике; D — склонение, I — наклонение, k — кучность, α_{95} — радиус 95%-го овала доверия; Φ — широта, Λ — долгота; A95 — радиус 95%-го овала доверия для палеополюса. Для объектов с горизонтальным залеганием направления компонент приведены географической системе координат.

1.4.3 Результаты петромагнитных исследований пород Уджинского поднятия

Уджинская свита

Характер температурной зависимости намагниченности насыщения $I_s(T)$, а именно, резкое падение величины I_s в области температур 650-680°C (Рисунок 13) определенно указывает на то, что основным магнитным минералом в породах уджинской свиты является гематит (и/или, возможно, низкотитанистый гемоильменит). Высокие значения остаточной коэрцитивной силы, определенные для образцов свиты (более 400 мТл), согласуются с этим выводом (Рисунок 14).

Наличие небольшого пика районе температур 550-580°C на кривой температурной зависимости магнитной восприимчивости $k(T)$ (Рисунок 13) свидетельствует в пользу того, что в образцах уджинской свиты может присутствовать также некоторое количество магнетита или низкотитанистого титаномагнетита. Этот вывод подтверждает CLG-анализ (cumulative log-Gaussian, [Kruiver et al., 2001; Maxbauer et al., 2016]) кривой нормального намагничивания, по результатам которого в образце песчаника уджинской свиты помимо высококоэрцитивного минерала ($H_{1/2}=547$ мТл), показано присутствие относительно низкокоэрцитивного минерала с величиной медианного поля насыщения около 200 мТл (Рисунок 14, Таблица 3).

Для попытки анализа природы намагниченности в песчаниках уджинской свиты был применен метод, описанный в работе Jiang с соавторами [Jiang et al., 2015]. В этой работе авторы изучают образование намагниченности в гематит-содержащих осадках на примере искусственных и природных образцов, и показывают, что форма кривых размагничивания может отражать природу гематита, т.е. указывать на его аллогенное или аутигенное происхождение. Исходя из вывода о природе гематита в образцах можно предположить детритовую или химическую природу намагниченности. В своей работе авторы анализируют форму кривых размагничивания, начиная от 300°C (чтобы убрать вязкую составляющую намагниченности) и показывают, что преимущественно «выпуклая» форма кривых скорее соотносится с детритовым гематитом, а «вогнутая», соответственно, с хемогенным.

Результаты сравнения общей формы кривых размагничивания (нормированных на показатели намагниченности при 250°C) гематит-содержащих песчаников уджинской свиты с ожидаемыми формами кривых для детритовой и химической намагниченностей по [Jiang et al., 2015] представлены на рисунке 14 г. Общая форма кривых (розовое поле на рисунке 14 г) имеет

преимущественно выпуклую форму, которая совпадает с формой кривых размагничивания, ожидаемых для детритовой намагниченности.

На основании данного анализа нельзя делать однозначный вывод о природе намагниченности в песчаниках уджинской свиты, поскольку его суть состоит лишь различии спектра деблокирующих температур мелкого аутигенного гематита ($\sim 200\text{--}650^\circ\text{C}$) и, зачастую, более крупного аллогенного ($\sim 600\text{--}680^\circ\text{C}$). В природе, тем не менее, можно предположить случаи, когда химический гематит будет образовывать крупные кристаллы, в то время как обломочный (спекулярит) будет в виде мелких (сотые-тысячные доли мм) обломков.

Однако, в поддержку версии о том, что в песчаниках уджинской свиты детритовая намагниченность вносит больший вклад в суммарную намагниченность, нежели химическая, помимо описанного выше анализа свидетельствуют и результаты микроскопических исследований, которые будут представлены ниже.

Унгуохтахская свита

Намагниченность насыщения (I_s) туфов унгуохтахской свиты разрушается вблизи $580\text{--}600^\circ\text{C}$ (Рисунок 13), на кривой температурной зависимости магнитной восприимчивости этих пород в области $560\text{--}580^\circ\text{C}$ наблюдается пик Гопкинсона (Рисунок 13). Эти данные означают, что основным магнитным минералом в туфах свиты является магнетит. При этом кривые нормального намагничивания, помимо относительно низкокоэрцитивной фазы обнаруживают также наличие высококоэрцитивного минерала, полного магнитного насыщения которого не происходит в полях вплоть до 1 Тл (Рисунок 14). Этим магнито жестким минералом, вероятно, является гематит, вклад которого в ЕОН, впрочем, невелик, судя по результатам температурного размагничивания (Рисунок 7). На присутствие смеси гематита и магнетита в ряде образцов указывают также измеренные значения остаточной коэрцитивной силы H_{cr} (порядка 140-150 мТл - такие значения достаточно высоки для магнетита и относительно низки для гематита) (Рисунок 14).

Соотношения измеренных коэрцитивных параметров, нанесенные на диаграмму Дзя-Данлопа, в тех образцах, где присутствие гематита практически не ощутимо (Рисунок 16) указывают на то, что магнетит в туфах унгуохтахской свиты представлен, главным образом, псевдооднодоменными зёрнами.

Кривые $I_s(T)$, снятые для образцов алевролитов унгуохтахской свиты, имеют, как правило, парамагнитную форму и, следовательно, для нас малоинформативны. Тем не менее, у части образцов на кривых $I_s(T)$ наблюдается слабый перегиб в области 600°C , что можно рассматривать как указание на присутствие магнетита или окисленного магнетита (Рисунок 13). Об этом же

свидетельствуют пики вблизи $560-580^{\circ}\text{C}$, которые наблюдаются на кривых зависимости $\kappa(T)$ (Рисунок 13). Более того, для части образцов на этих кривых наблюдается также дополнительная особенность в виде перегиба или пика в области температур вблизи 500°C или несколько выше. Эта особенность указывает на то, что в состав магнитной фракции рассматриваемых пород входит, вероятно, также титаномагнетит.

Значения H_{cg} порядка 110-120 мТл характерны для смеси относительно магнитомягких (магнетита, титаномагнетита) и магнито жестких минералов (гематита). Справедливость данного предположения в нашем случае поддерживается поведением кривой нормального намагничивания, на которой видно, что величина нормальной намагниченности быстро нарастает в полях до 100 мТл, затем ее увеличение становится все более медленным, но не прекращается даже при достижении значений поля порядка 1.3 Тл. Разложение коэрцитивного спектра на составляющие [Kruiver et al., 2001] показывает наличие в образце низко- и высококоэрцитивного минералов (Рисунок 14). Величина медианного поля насыщения этих минералов составляет 36 и 260 мТл, что отвечает магнетиту и гематиту, соответственно (Таблица 3).

Верхняя подсвита хайпахской свиты

На кривых $I_s(T)$, снятых для образцов верхнехайпахской подсвиты, отчетливо отмечается точка Кюри вблизи 680°C , что является прямым указанием на то, что основной магнитный минерал в породах свиты – это гематит (Рисунок 13). Характер петель гистерезиса (отсутствие насыщения в полях больших 1.0 Тл), кривых нормального намагничивания (отсутствие насыщения в полях порядка 1.5 Тл) (Рисунок 14) и анализ коэрцитивных спектров (90% намагниченности несетя минералом с медианным полем насыщения $H_{1/2}=648$ мТл) поддерживает этот вывод (Таблица 3).

Температурная зависимость магнитной восприимчивости $\kappa(T)$ для определения магнито минералогического состава малоинформативна (Рисунок 13).

Магматические тела первой фазы магматизма

Кривые $I_s(T)$ для образцов из разных вулканических потоков различаются. В более свежих образцах сайта 6 эти кривые имеют выраженную «классическую» форму с четким указанием на единственную точку Кюри в области температуры 580°C , демонстрируя, что магнитные свойства базальтов сайта 6 определяются магнетитом. На это же указывает и характер температурной зависимости магнитной восприимчивости образцов, отобранных из этого потока (пик Гопкинсона вблизи точки Кюри магнетита, Рисунок 13). Во втором, значительно более

выветрелом потоке базальтов (сайт 7), кривые $I_s(T)$ имеют парамагнитную форму (Рисунок 13), что свидетельствует об относительно низком содержании ферромагнитных минералов, и не позволяет их идентифицировать. На кривой $k(T)$ наблюдаются пик и перегиб в области 580° (Рисунок 13), указывая на присутствие магнетита.

Эти же кривые, снятые для образцов из дайки карбонатитов (сайт 8), указывают на наличие ферромагнитного минерала с точками Кюри вблизи $520-540^\circ\text{C}$, вероятно титаномагнетита с относительно небольшим содержанием титана. На кривой $k(T)$ виден «хвост», который тянется до 600°C , отмечая присутствие некоторого количества магнетита (вероятно, окисленного).

Образцы силла (сайты 9, 10) характеризуются четкими кривыми $I_s(T)$ и $k(T)$ с точками Кюри вблизи $580-590^\circ\text{C}$ (Рисунок 13). Это означает, что основным магнитным минералом является магнетит, иногда, возможно, незначительно окисленный.

Петли гистерезиса (после введения, в ряде случаев, поправки за парамагнитную составляющую) во всех изученных магматических телах, за исключением базальтов сайта 7, выходят на насыщение в полях порядка $100-150$ мТл, что отлично согласуется с интерпретацией, выполненной выше на основе термомагнитных данных (Рисунок 14).

Образцы сайта 7 не показывают гистерезиса, — соответствующие кривые демонстрируют парамагнитное поведение, что может быть связано с либо с существенным преобладанием в породе суперпарамагнитного материала, либо с тем, что в результате произошедших с породами изменений количество ферромагнитного материала уменьшилось до такой степени, что магнитные свойства парамагнитной матрицы в породе стали определяющими. Нам представляется, что оба объяснения в данном случае могут быть справедливыми: в пользу первого говорит крайне низкая величина H_{cg} ($1-2$ мТл), в пользу второго — значения ЕОН, которые в породах сайта 7 понижены на порядок и более по сравнению с соответствующими значениями базальтов сайта 6. Отметим, при этом, что сам факт наличия в образцах сайта 7 ясного палеомагнитного сигнала, определенно указывает на то, что в породах, слагающих этот поток, имеется достаточное количество ферромагнитного материала, чтобы нести древнюю намагниченность.

Значения отношений петромагнитных параметров отвечающих рассматриваемым породам лежат на диаграмме Дзя-Данлопа вдоль кривой, маркирующей смешение однодоменных и многодоменных частиц (Рисунок 16). Это может являться указанием на то, что в данном случае мы имеем дело не только с псевдооднодоменными частицами, но и с ансамблем однодоменных и многодоменных зерен титаномагнетита /магнетита.

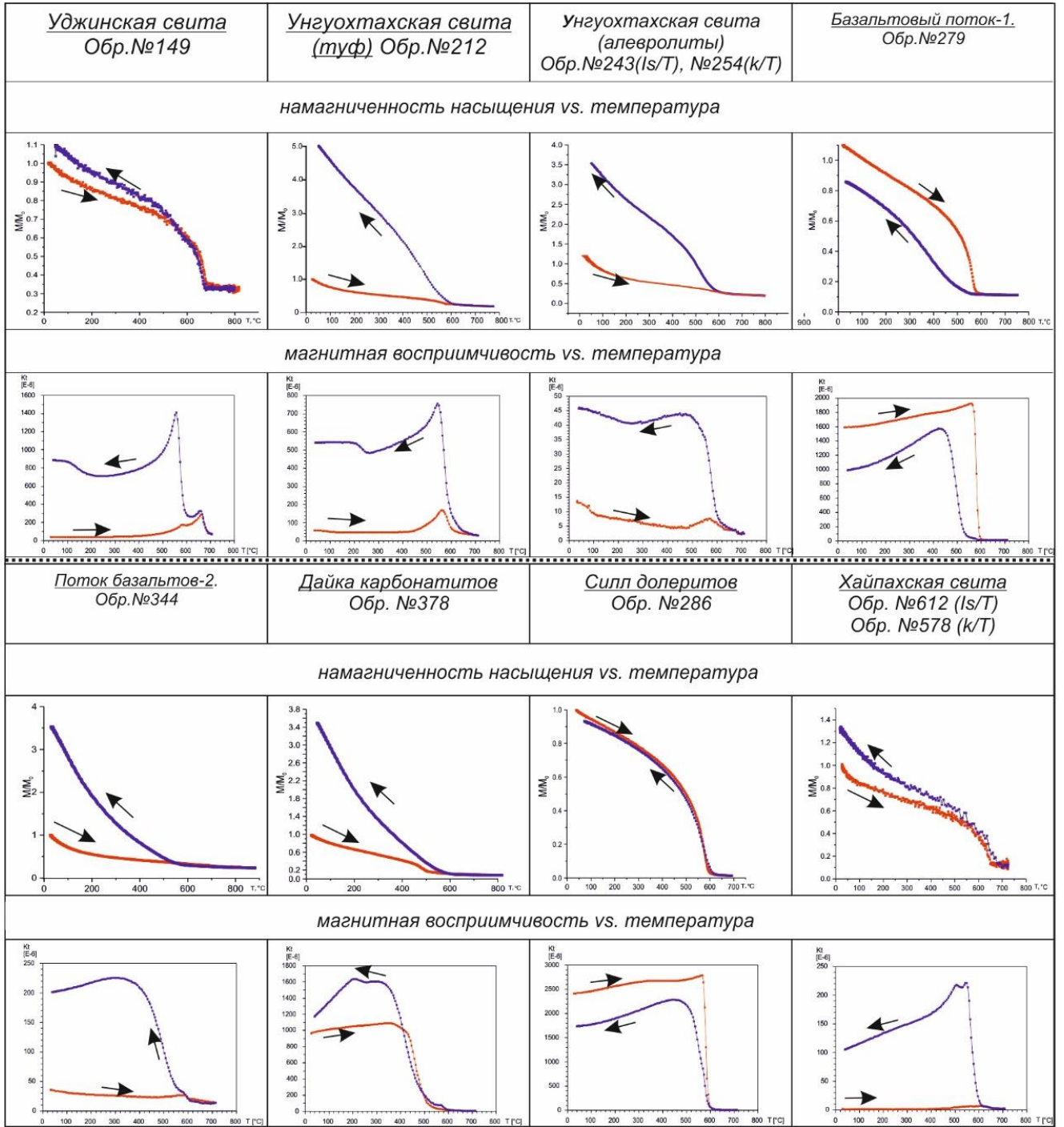


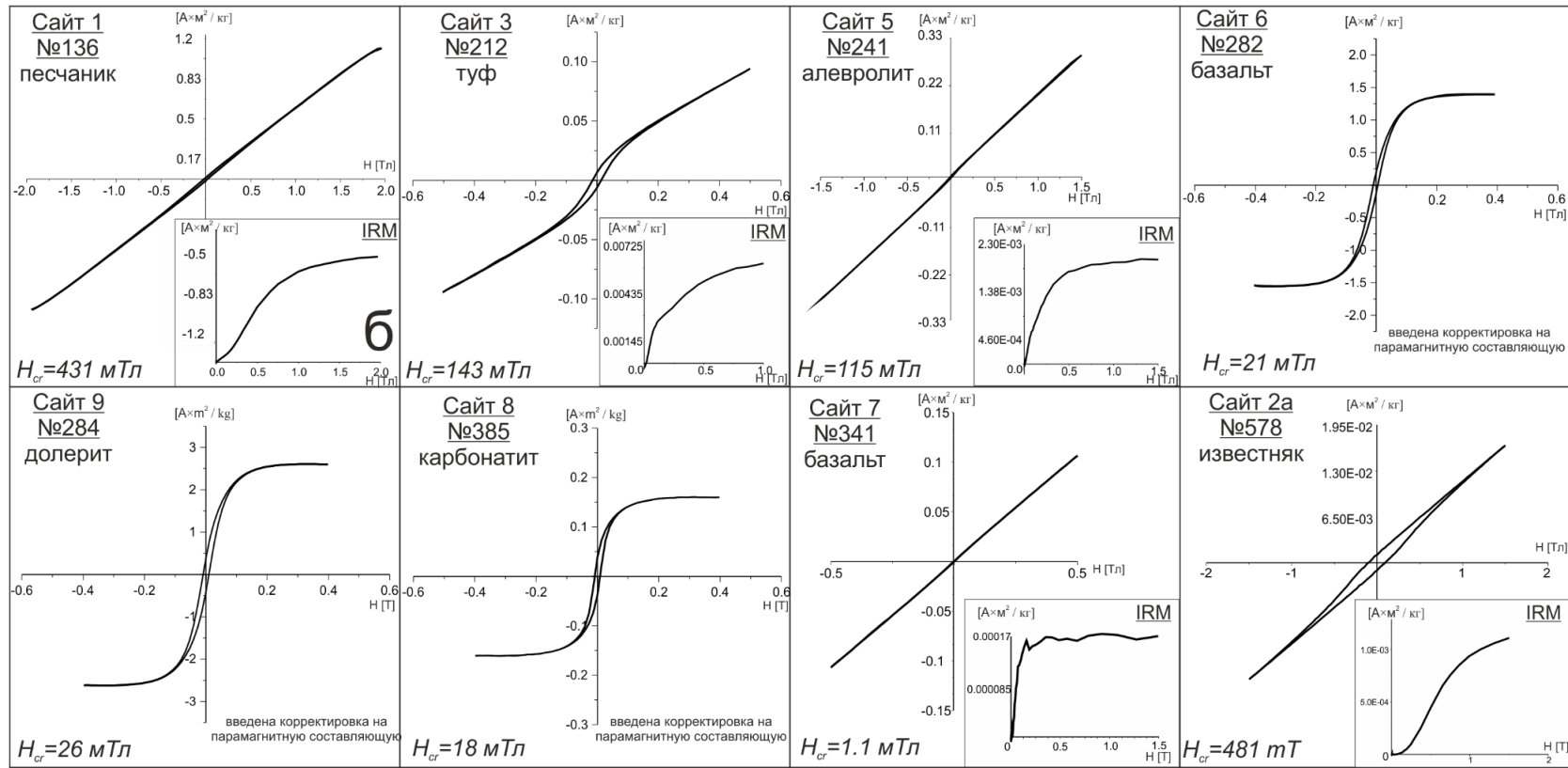
Рисунок 13. Результаты терромагнитных исследований осадочных и магматических пород Уджинского поднятия [Пасенко, Малышев, 2020]. Красные кривые – нагрев; синие – охлаждение. Стрелками показано возрастание/уменьшение температуры.

Таблица 3. Результаты разложения коэрцитивных спектров образцов протерозойских пород Уджинского и Оленекского поднятий на составляющие компоненты.

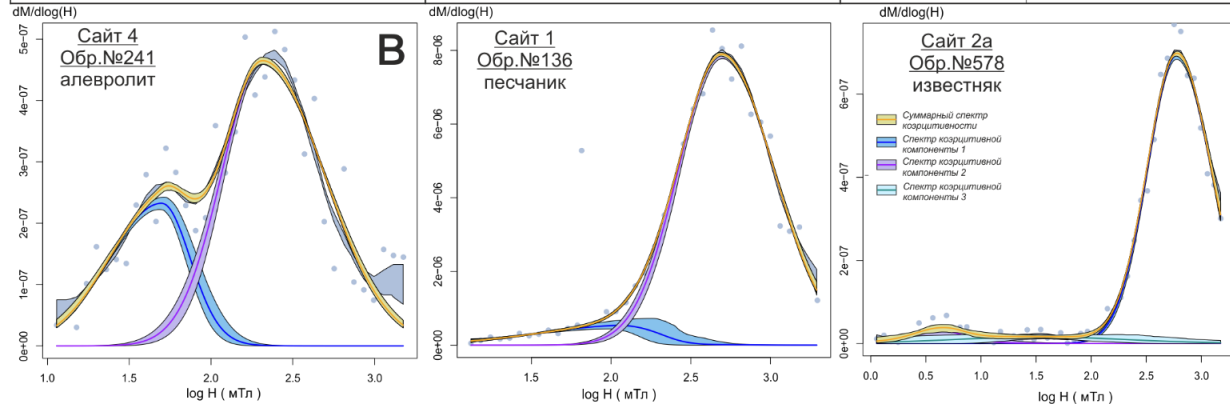
| № образца | H _{1/2} [мТл] | | | DP | | | % IRM | | |
|----------------------|------------------------|-----------|------------|----------|-----------|------------|----------|-----------|------------|
| | I | II | | I | II | | I | II | |
| 136 (сайт 1) | 201 | 547 | | 4 | 2 | | 48 | 51 | |
| 241 (сайт 4) | 36 | 260 | | 2 | 4 | | 72 | 28 | |
| 578 (сайт 2а) | 4 | 32 | 648 | 2 | 6 | 2 | 4 | 6 | 90 |
| | I | II | III | I | II | III | I | II | III |

Примечание: H_{1/2} - медианное поле насыщения коэрцитивной компоненты; DP – параметр дисперсии коэрцитивной компоненты; % IRM – величина вклада коэрцитивной компоненты в общую намагниченность; I, II, III – первая, вторая и третья коэрцитивные компоненты. Графики разложения спектра коэрцитивности на компоненты представлены на Рисунок 14 в.

а



б



г

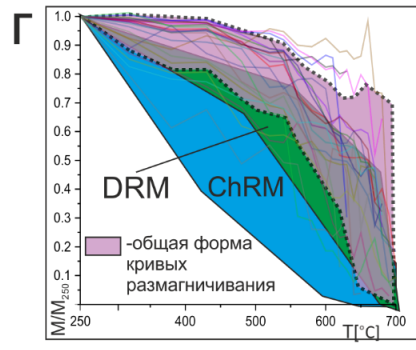


Рисунок 14. Петромагнитные параметры исследованных образцов [Пасенко, Малышев, 2020]. а – петли гистерезиса (для образцов с большой долей парамагнитной составляющей коррективка не вводилась, поскольку в таком случае возникают существенные артефакты обработки (искажения) кривой, особенно в области высоких полей); б – диаграммы нормального намагничивания; в – диаграммы нормального намагничивания и коэрцитивные спектры магнитных минералов в образцах; г – анализ формы кривых намагничивания образцов уджинской свиты. Н - величина поля насыщения минерала. Сайт 1 – уджинская свита, сайты 3,4,5 – унгоухтахская свита. сайты 6, 7, 8, 9 – магматические тела первой фазы магматизма.

Магматические тела второй фазы магматизма

Диаграммы зависимости намагниченности насыщения от температуры ($I_s(T)$) для интрузивных пород второй фазы магматизма (сайты 11, 12, 13, 7/8-2020) имеют «классическую» форму с резким уменьшением величины намагниченности (точка Кюри) вплоть до нуля в области температуры 580°C . Это является указанием на то, что основным магнитный минерал в них – магнетит. На это же указывает характер температурной зависимости магнитной восприимчивости образцов силла долеритов Большой Уджинской дайки (пик Гопкинсона вблизи точки Кюри магнетита, обр№199, Рисунок 15)

Петли гистерезиса (после введения поправки за парамагнитную составляющую) во всех телах выходят на насыщение в полях около 250-300 мТл, что характерно для магнетита и согласуется с результатами термомагнитных исследований (Рисунок 15).

Отметим также, что, большинство точек, отвечающих рассматриваемым породам, лежат на диаграмме Дзя-Данлопа вдоль кривой, маркирующей смещение однодоменных и многодоменных частиц (Рисунок 16).

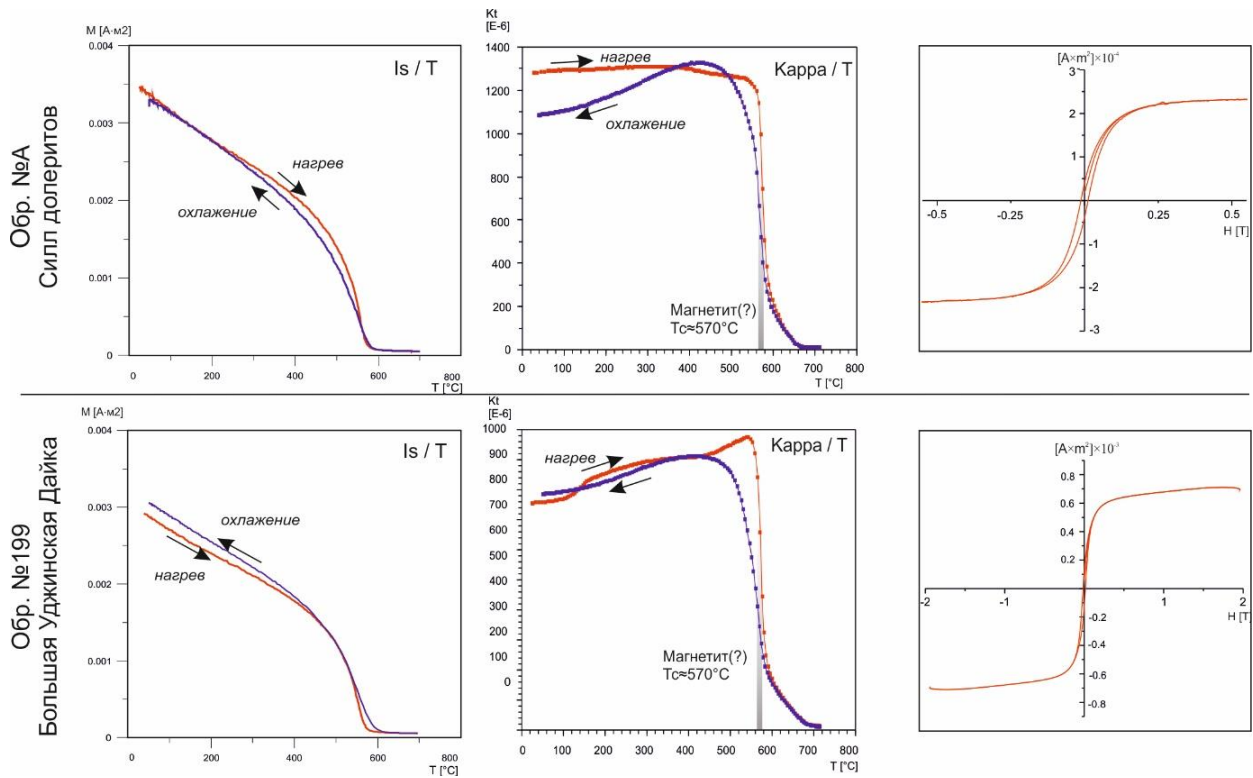


Рисунок 15 Результаты терромагнитных исследований магматических пород второй стадии магматизма. Для петель гистерезиса введена поправка за парамагнитную составляющую.

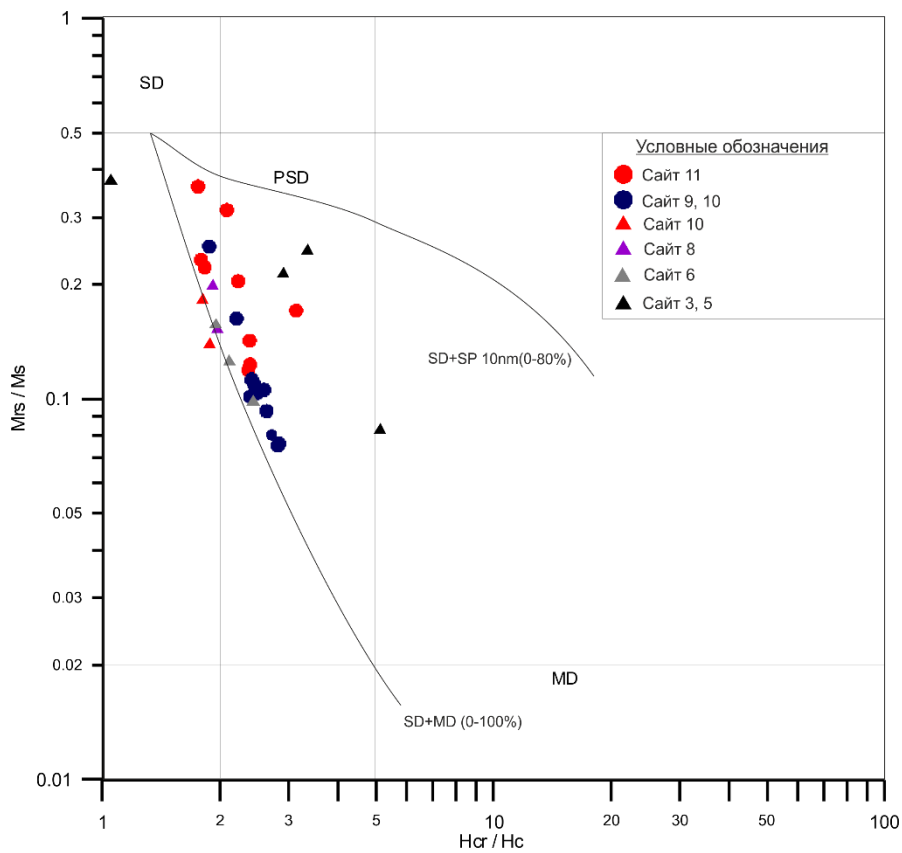


Рисунок 16. Диаграмма Дя-Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002a; Dunlop, 2002b] (области SD, PSD, MD – области однодоменных, псевдооднодоменных и многодоменных зерен, соответственно).

Результаты исследований FORC-диаграмм

В начале XXI века Робертсом и соавторами был предложен новый метод определения состава и доменного состояния магнитной фракции в породах [Roberts et al., 2000]. Данный метод основан на измерении и последующем построении так называемых FORC-диаграмм (First Order Reversal Curve). По-сути, FORC – диаграмма, или диаграмма кривых перемагничивания первого порядка, представляет из себя набор частных кривых частичного гистерезиса. Каждый FORC измеряется путем насыщения образца в поле H_{sat} , уменьшения поля до значения H_a и снятия кривой гистерезиса на интервале $H_a - H_{sat}$. Этот процесс повторяется для многих значений поля H_a , где $H_{a+1} = H_a + \Delta H_a$ (Рисунок 17). По окончании измерений получается комплекс частных петель гистерезиса, где значение магнитного момента (M) в каждой точке $M(H_a, H_b)$ имеет уникальное значение. Получившийся массив данных отображается на графике $M(H_a, H_b)$. Для удобства дальнейшей обработки полученный график с осями H_a и H_b поворачивается на 45° по часовой стрелке. Поворот графика осуществляется путем введения новых осей: $H_c = (H_b - H_a)/2$ и $H_u = (H_b + H_a)/2$, где H_c называется осью коэрцитивности, а H_u – осью взаимодействия (Рисунок 17).

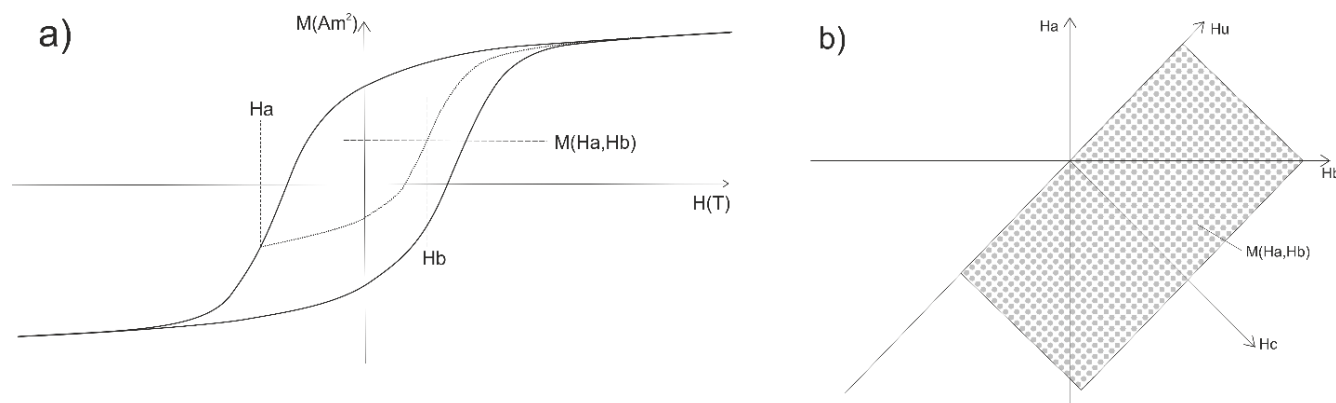


Рисунок 17. Образец построения графика FORC-диаграммы. А – Основная петля гистерезиса и пример одного FORC-а, где H_a – перемагничивающее поле FORC-а; б – График $M(H_a, H_b)$, с системой координат $M(H_c, H_b)$, повернутой на 45° . Каждая точка на графике представляет собой уникальное значение магнитного момента M в точке (H_a, H_b) на графике (а).

Использование FORC-диаграмм позволяет определить доменное состояние зерен магнитных минералов и их коэрцитивную силу. Существенное отличие FORC-диаграммы от диаграммы Дзя-Данлопа состоит в том, что первая применима для всего спектра магнитных минералов, в не только для минералов титаномагнетитового ряда.

Результаты исследования FORC-диаграмм свидетельствуют о наличии в образцах туфов унгуохтахской свиты (сайты 3, 5) ансамбля зерен магнитного минерала с пиком коэрцитивности

в районе (H_c) 20-50 мТл (Рисунок 18, обр.№212, 222). Вышеобозначенный пик коэрцитивности имеет замкнутые контуры и вытянут вдоль нулевого значения оси взаимодействия ($H_u=0$). Подобная картина характерна для зерен низкокоэрцитивного минерала (скорее всего – магнетита), находящихся в однодоменном состоянии [Pike et al., 1999].

Для образцов алевролитов унгуохтахской свиты (сайт 4) FORC-диаграммы показывают наличие двух магнитных минералов с коэрцитивностью в районе 5-50 мТл и 80-250 мТл (Рисунок 18, обр.№243,254). Оба пика коэрцитивности вытянуты вдоль нулевой линии по оси взаимодействия и имеют замкнутые контуры, что свидетельствует о наличии в образцах зерен высоко- и низкокоэрцитивного минералов, находящихся в, преимущественно, однодоменном состоянии. Отметим, что, несмотря на то, что оба образца являются туфоалевролитами, в них отмечается наличие высоко- и низкокоэрцитивных минералов с различными спектрами коэрцитивности. Так, в образце № 243 коэрцитивность магнитных минералов составляет 5-50 мТл и 80-90 мТл, в то время как для образца №254 образцы характерны спектры 5-20 мТл и 100-250 мТл, соответственно. Подобное различие в коэрцитивности, в целом, может отражать вариации размерности и состава магнетоминералогической фракции по разрезу. В то же время, наличие двух различных фракций магнитных минералов не подвергается сомнениям.

Наличие неких линейных аномалий с низкими значениями магнитного момента (аномалии параллельны оси H_a) являются, по-видимому, артефактом при измерении слабонамагниченных образцов и не несут никакой реальной информации.

Результаты измерений FORC-диаграмм для образцов интрузивных тел Уджинского поднятия первой (Рисунок 18, обр.№284, 378) и второй (Рисунок 18, обр.№199, А) фаз магматизма свидетельствуют о наличии в них низкокоэрцитивного магнитного минерала с коэрцитивной силой (H_c) 10-30 мТл. Контур пиков коэрцитивности практически везде замкнуты, но имеется некоторая «растяжка» по оси взаимодействия (H_u). Подобная форма пиков коэрцитивности в форме «пиратской шляпы» характерна для зерен магнитных минералов, находящихся в, преимущественно, псевдооднодоменном состоянии [Muxworthy, Dunlop, 2002].

Результаты исследования FORC-диаграмм отлично согласуются с данными термомагнитных исследований, и помогают надежно показать наличие нескольких магнитных фаз в образце, а также существенно уточнить результаты интерпретации диаграммы Дя-Данлопа.

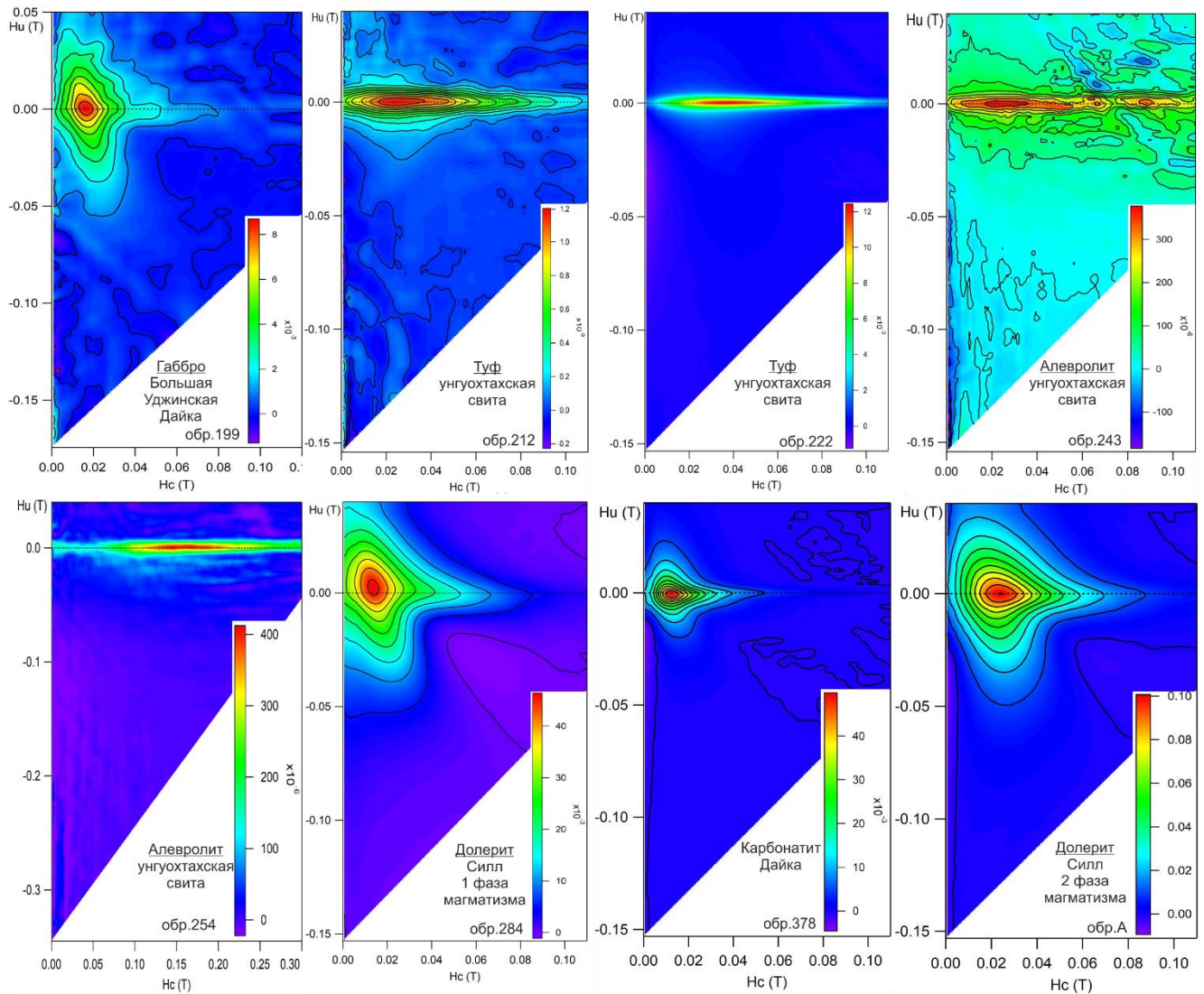


Рисунок 18. FORC- диаграммы для образцов осадочных и магматических пород Уджинского поднятия. Цветом показан магнитный момент [$A \times m^2$].

Оптические, электронномикроскопические и микронзондовые исследования

Для выявления признаков первичности или вторичности магнитных минералов относительно времени формирования изучаемых пород нами были произведены оптические, электронномикроскопические и микронзондовые исследования [Пасенко, Малышев, 2020].

Магматические породы

В кристаллах титаномагнетитов в магматических телах первой и второй фаз магматизма обнаружены структуры гетерофазного окисления (ГФО), выраженные в распаде первичного зерна титаномагнетита на ламели ильменита и магнетита (Рисунок 20). Подобные структуры в титаномагнетитах образуются в процессе преобразования первичных исходно гомогенных зерен

титаномагнетита в присутствии кислорода при остывании породы от 900 до 500°C [Dunlop, Özdemir, 1997].

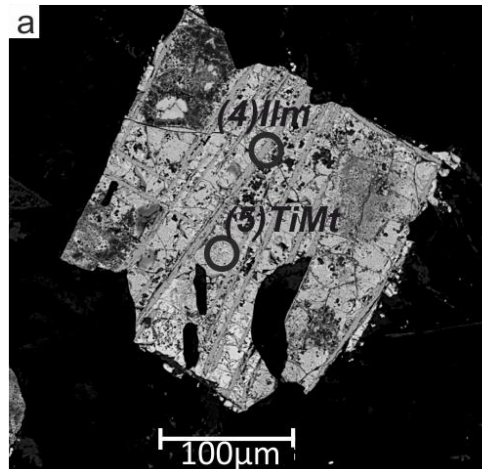
Наличие структур ГФО является индикатором того, что присутствующий в них магнетит образовался при высоких температурах в процессе первичного остывания расплава и, следовательно, может нести первичную термоостаточную намагниченность, отражающую направление геомагнитного поля во время формирования пород. Сохранность структур ГФО также свидетельствует об отсутствии значительных преобразований породы на протяжении ее существования.

В потоке базальтов сайта 6 подошвы унгуохтахской свиты в результате изучения шлифов были обнаружены скелетные кристаллы титаномагнетитов. Такие кристаллы образуются в процессе быстрой кристаллизации расплава, при которой не успевают формироваться полнотелые формы. Помимо скелетных форм в зернах титаномагнетита были обнаружены крайне небольшие структуры гетерофазного окисления (Рисунок 20). Обнаружение в базальтовом потоке скелетных форм кристаллов и структур ГФО позволяет говорить о сохранности первичных зерен магнитных минералов и об отсутствии существенных вторичных преобразований в породе.

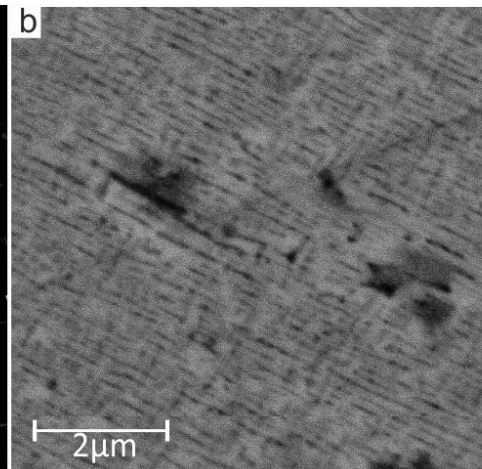
Образцы из потока базальтов сайта 7 детальным микронзондовым исследованиям не подвергались, ввиду большого количества макроскопически наблюдаемых вторичных изменений (например, сильное ожелезнение образцов).

В дайке карбонатитов (сайт 8) обнаружены субмикронные образования с составом низкотитанистого титаномагнетита неясного генезиса (Рисунок 19).

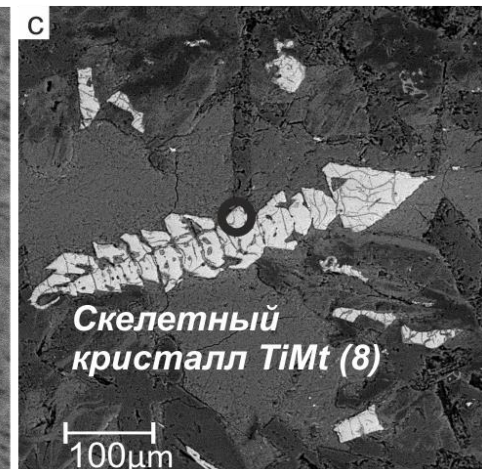
Сайт 9, обр.№284



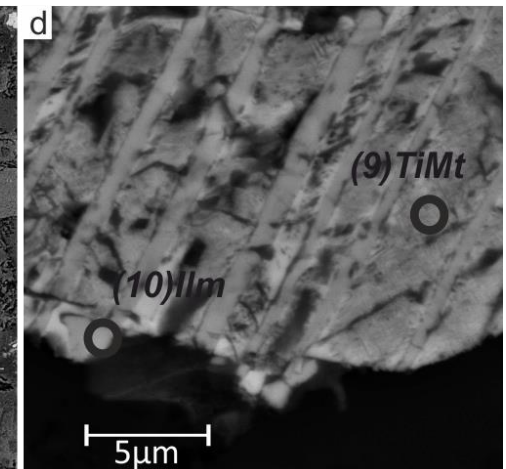
Сайт 6., обр.№283



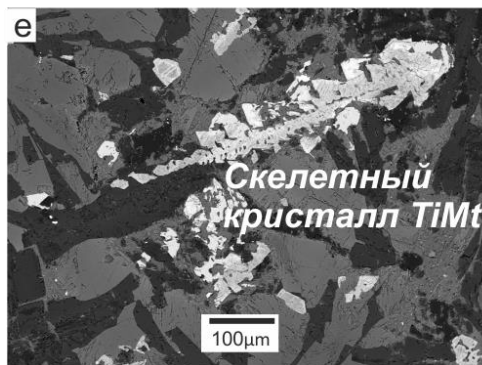
Сайт 6., обр.№281



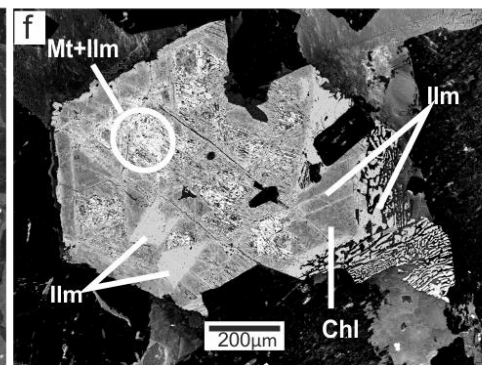
Сайт 12, обр.№А



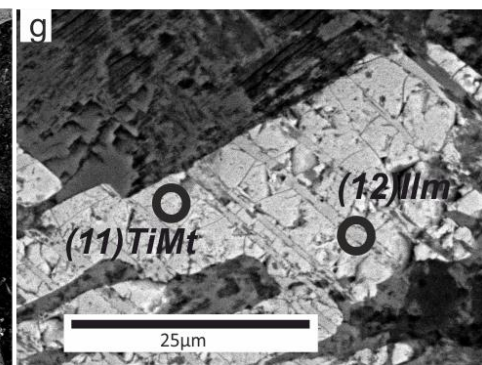
Сайт 12 обр.№А



Сайт 11. обр.№199



Сайт 13. обр.№PT50



Сайт 8. обр.№378

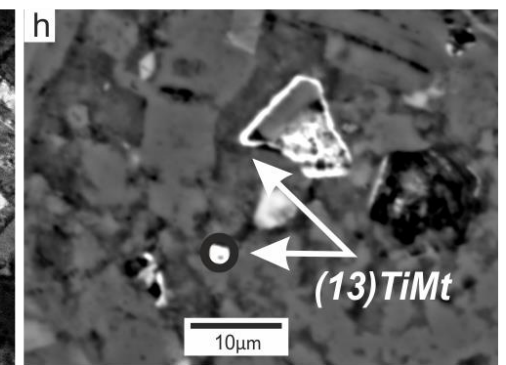


Рисунок 19. Результаты микрозондового (Таблица 4) и оптического исследования шлифов магматических пород Уджинского поднятия [Пасенко, Малышев, 2020]. (а) структуры ГФО в долеритах силла первой фазы магматизма; (б) структуры ГФО в базальтах потока-1 унгуохтахской свиты; (с) скелетный кристалл титаномагнетита в базальтах потока-1 унгуохтахской свиты; (д) структуры ГФО в долеритах силла второй фазы магматизма; (е) скелетный кристалл титаномагнетита в долеритах силла второй фазы магматизма; (ф) структуры ГФО в габбро большой Уджинской дайки; (г) структуры ГФО в скелетных кристаллах титаномагнетита дайки долеритов второй фазы магматизма; (h) кристаллы титаномагнетита в карбонатитовой дайке; Ilm – ильменит; Mt – магнетит; chl – хлорит; TiMt – титаномагнетит.

Осадочные и вулканогенно-осадочные породы

Микрозондовые и оптические исследования песчаников уджинской свиты (сайты 1, 2) показали, что в изученных образцах присутствуют две генерации гематита. Первая генерация гематита представлена оолитами и крупными окатанными зернами, которые сформировались, скорее всего, непосредственно во время седиментогенеза. Вторая генерация гематита представлена мелкими (до 10 мкм) чешуйками, которые выполняют собой цемент песчаника, окаймляя крупные зерна первой генерации гематита и кварца. Остальной цемент представлен разнообразными глинистыми минералами (Рисунок 20).

В зернах кварца были обнаружены структуры инкорпорирования («вдавливания»), а также свидетельства их рекристаллизации (Рисунок 20). Подобные признаки свидетельствуют о том, что песчаники уджинской свиты подверглись преобразованиям поздней стадии диагенеза – ранней стадии катагенеза. Мы предполагаем, что, именно на этой стадии произошло «вынесение» железа из зерен детритового гематита с последующим формированием гематитового цемента. Следями этого процесса, вероятно, являются радиальные и концентрические зоны «мутного» фототона на ярких зернах обломочного гематита (Рисунок 20 е).

В алевролитах унгуохтахской свиты (сайт 4) при электронномикроскопическом исследовании обнаружены титаномагнетитовые, вероятно, детритовые зерна размером до 10 мкм (Рисунок 20 с, d).

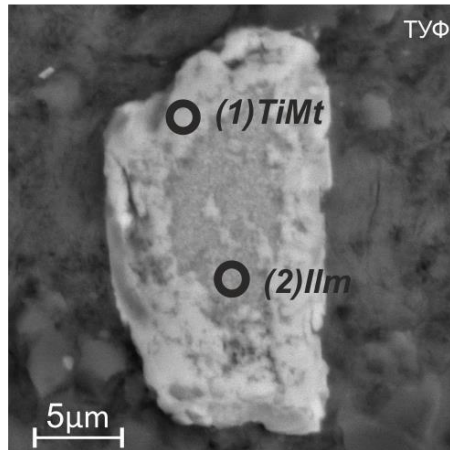
В туфах унгуохтахской свиты в зернах титаномагнетитов обнаружены структуры гетерофазного окисления (ГФО), выраженные в распаде первичного зерна титаномагнетита на ильменит и магнетит (Рисунок 20 а).

Также, в туфах унгуохтахской свиты наблюдаются структуры, которые могут свидетельствовать о том, что их формирование происходило при очень высоких температурах. Пример такой структуры приведен на Рисунок 20, где на фото (обр.№.212, б) виден литокласт с размытыми границами, указывающими на его вторичное подплавление. Такие структуры могли образовываться во время формирования туфов, образовывавшихся из раскаленных продуктов (в том числе и литокластов) эксплозивного извержения.

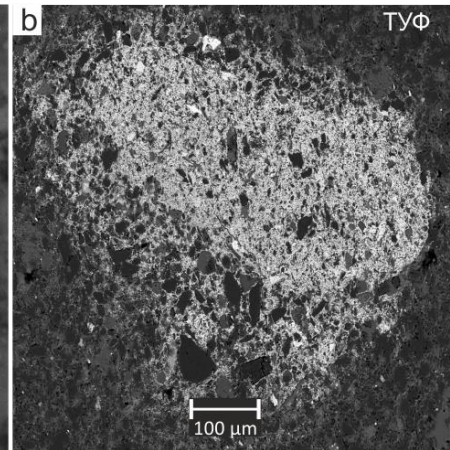
В строматолитовых известняках верхней подсвиты хайпахской свиты при изучении шлифов в отраженном свете были обнаружены детритовые зерна рудного минерала размерностью около 10-20 мкм (Рисунок 20). При микрозондовом исследовании было показано, что подобные обломки представлены, как правило, магнетитом (Таблица 4).

Данные, полученные при микроскопических исследованиях и описанные в этом разделе будут использованы ниже при обсуждении времени формирования древней намагниченности изученных нами пород.

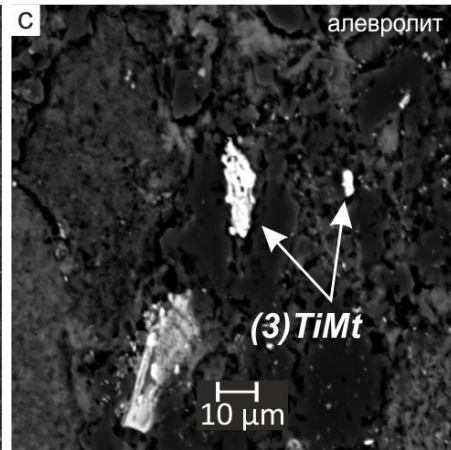
Сайт 3, обр.№212 (туф)



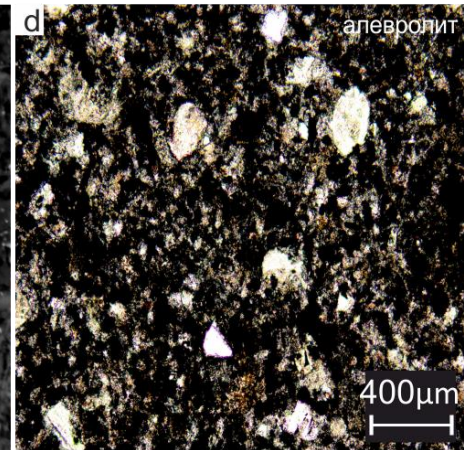
Сайт 3., обр.№212



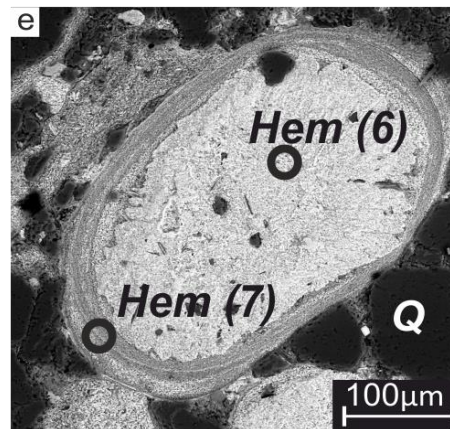
Сайт 4., обр.№254



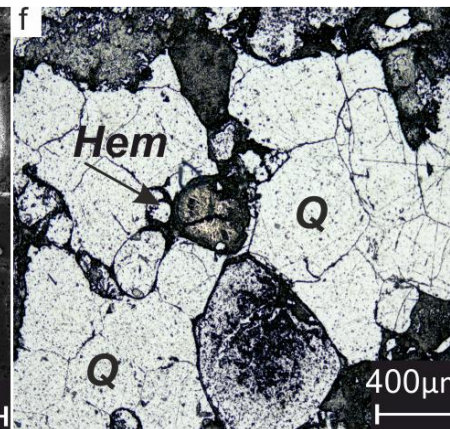
Сайт 4, обр.№254



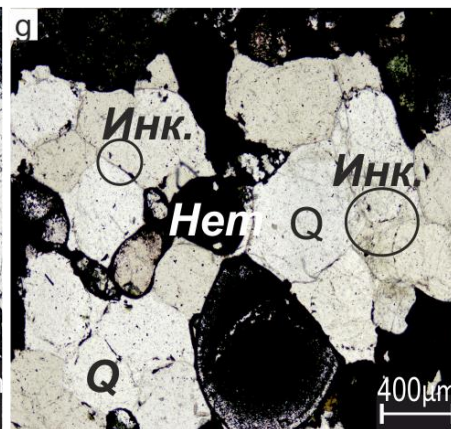
Сайт 1., обр.№149



Сайт 1., обр.№149



Сайт 1., обр.№149



Сайт 2а., обр.№578

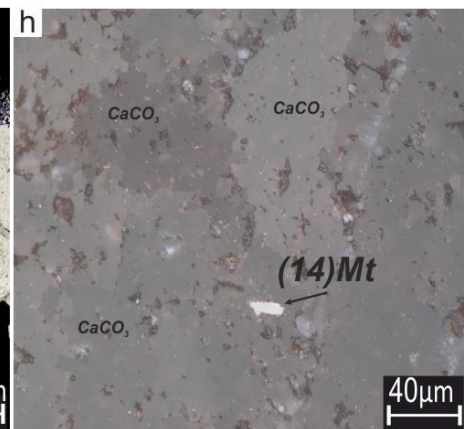


Рисунок 20. Результаты микрозондового (Таблица 4) и оптического исследования шлифов осадочных пород Уджинского поднятия [Пасенко, Малышев, 2020]. (а) обломочный титаномагнетит унгуохтахской свиты со структурами распада; (б) подплавленный литокласт в туфе унгуохтахской свиты; (с) обломочный титаномагнетит в алевролитах унгуохтахской свиты; (д) общий вид алевролита унгуохтахской свиты в проходящем свете с параллельными николями; (е) оолит гематита с зернами кварца и гематитовым цементом в песчанике уджинской свиты; (ф) общий вид шлифа песчаника уджинской свиты в отраженном свете; (г) песчаник уджинской свиты в проходящем свете с параллельными николями; (h) строматолитовый известняк верхнехайпахской подсвиты в отраженном свете ; Инк. – структуры инкорпорирования зерен кварца; Hem - гематит; Q – кварц, TiMt – титаномагнетит, Пм – ильменит.

Таблица 4. Химический состав магнитных минералов пород Уджинского поднятия по результатам микронзондовых исследований

| № п.п | № обр. | Сайт | | O | Al | Si | Ca | Ti | V | Mn | Fe | Zn | Сумма |
|----------|-----------|------|------|-------|------|------|------|-------|------|------|-------|------|--------|
| 1 | 212 | 3 | TiMt | 32,61 | - | - | - | 3,83 | - | - | 63,56 | - | 100,00 |
| 2 | 212 | 3 | Ilm | 38,16 | - | - | - | 32,86 | - | - | 25,59 | - | 96,61 |
| 3 | 254 | 4 | TiMt | 27,97 | - | 0,34 | - | 4,39 | - | - | 66,13 | - | 98,83 |
| 4 | 284 | 9 | Ilm | 32,27 | - | 0,29 | 0,31 | 30,42 | - | 4,77 | 33,94 | - | 102,00 |
| 5 | 284 | 9 | TiMt | 29,53 | 0,99 | - | - | 12,53 | 0,61 | - | 55,64 | 0,49 | 99,79 |
| 6 | 149 | 2 | Hem | 26,89 | 0,89 | 1,49 | - | - | - | - | 70,47 | - | 99,74 |
| 7 | 149 | 2 | Hem | 30,95 | 3,28 | 4,76 | - | - | - | - | 59,97 | - | 98,96 |
| 8 | 281 | 6 | TiMt | 28,06 | 0,62 | - | 0,24 | 9,29 | 0,55 | 0,33 | 57,74 | - | 96,83 |
| 9 | A | 11 | TiMt | 36,66 | 0,74 | 3,55 | 5,12 | 9,31 | - | 1,13 | 47,50 | - | 101,01 |
| 10 | A | 11 | Ilm | 29,91 | 0,69 | 3,13 | 2,38 | 23,24 | - | 1,79 | 38,85 | - | 99,99 |
| 11 | PT50 | 13 | TiMt | 35,37 | 0,57 | 0,17 | 0,43 | 10,61 | - | 0,00 | 52,85 | - | 99,93 |
| 12 | PT50 | 13 | Ilm | 30,76 | 0,00 | 0,57 | 0,36 | 30,97 | - | 3,43 | 33,91 | - | 100,00 |
| 13 | 378 | 8 | TiMt | 31,17 | 0,87 | - | - | 15,51 | 0,51 | - | 51,07 | - | 99,13 |
| 14 | 578 | 2a | Mt | 52,20 | 1,53 | 2,40 | 5,44 | 1,37 | - | - | 36,46 | - | 99,40 |

Принятые сокращения: Ilm – ильменит, TiMt – титаномагнетит, Hem – гематит.

Анизотропия магнитной восприимчивости

В изученных вулканических потоках фиксируется «нормальный» тип магнитной текстуры пород при невысокой степени анизотропии (Рисунок 21). «Нормальный» тип магнитной текстуры характеризуется направлением минимальной оси анизотропии K3 перпендикулярно контактам тела (в случае горизонтально залегающих базальтовых потоков – вертикально), при этом оси K1 и K2 лежат в плоскости геологического тела [Rochette et al., 1991; Tauxe et al., 2004]. В подобных случаях ориентировку максимальной оси K1 принято интерпретировать как направление течения потока / магматического расплава [Ernst and Baragar, 1992]. «Нормальный» тип анизотропии может служить косвенным признаком сохранения первичной магнитной текстуры в изучаемых телах, что в сочетании с невысоким уровнем анизотропии свидетельствует об отсутствии значительных преобразований породы.

Породы силла (сайты 9, 10), как показывают наши измерения, показывают невысокую степень анизотропии (P=2.9%) (Таблица 5), а оси эллипсоидов анизотропии распределены хаотически. Отсутствие преимущественной ориентировки у осей эллипсоидов может быть следствием либо проявлений процессов гидротермальной проработки породы (как во время ее остывания (автометасоматоз), так и в последующие геологические эпохи), либо следствием значительной турбулентности расплава при его внедрении, что не позволило магнитной текстуре минералов сформироваться в спокойных ламинарных условиях. Единственно, что мы можем вывести из этих наблюдений, это то, что после образования наблюдаемой магнитной структуры,

порода не подвергалась каким-либо существенным напряжениям, поскольку наличие последних должно было бы проявиться в формировании сильной анизотропии магнитной восприимчивости.

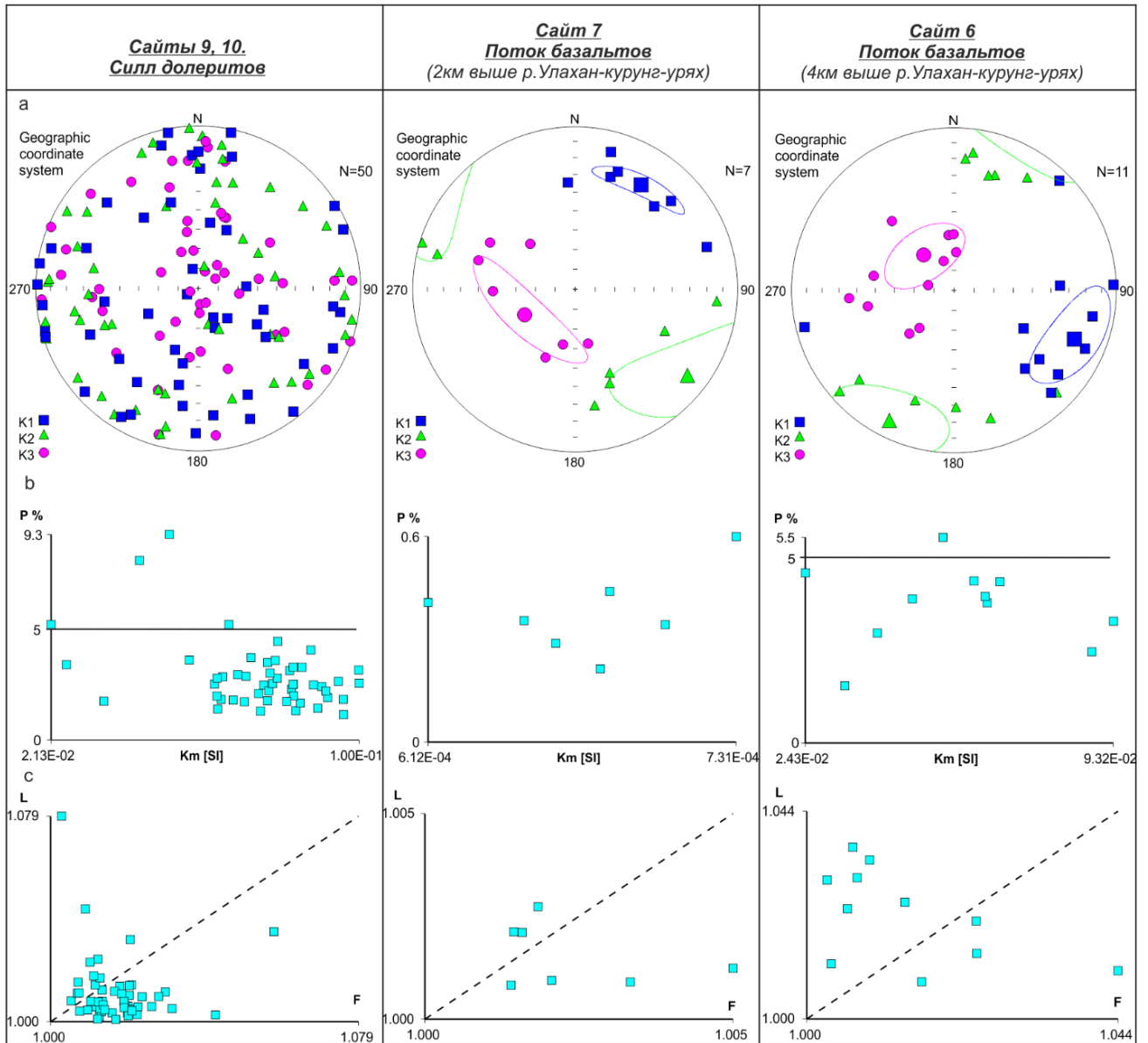


Рисунок 21. Результаты исследования анизотропии магнитной восприимчивости. K1 – максимальная ось эллипсоида анизотропии; K2 – средняя ось эллипсоида анизотропии; K3 – минимальная ось эллипсоида анизотропии.

Таблица 5. Основные параметры результатов исследования анизотропии магнитной восприимчивости. N – количество образцов; Dec/Inc – склонение/наклонение главных осей для географической системы координат; Conf. angles – полуоси овала доверия; L – степень «удлинения»; F – степень «уплощения»; P – степень анизотропии; T – параметр формы эллипсоида; Km – магнитная восприимчивость.

| № сайта | N | | D° / I° | Conf. angles ° | L | F | P % | T | Km |
|---------|----|----|----------|----------------|-------|-------|-----|--------|----------|
| 9 и 10 | 51 | K1 | 209 / 7 | 72 / 43 | 1.011 | 1.017 | 2.9 | 0.276 | 0.0748 |
| | | K2 | 118 / 9 | 72 / 53 | | | | | |
| | | K3 | 339 / 79 | 54 / 43 | | | | | |
| 6 | 7 | K1 | 32 / 25 | 22 / 6 | 1.002 | 1.002 | 0.4 | 0.182 | 0.000674 |
| | | K2 | 128 / 13 | 38 / 18 | | | | | |
| | | K3 | 243 / 62 | 38 / 10 | | | | | |
| 7 | 11 | K1 | 113 / 1 | 25 / 15 | 1.022 | 1.014 | 3.6 | -0.257 | 0.0584 |
| | | K2 | 203 / 8 | 25 / 20 | | | | | |
| | | K3 | 14 / 82 | 22 / 13 | | | | | |

1.5 Ограничения на время формирования древних компонент намагниченности, выделенных в изученных породах

Результаты палеомагнитного анализа показывают, что во всех изученных объектах присутствуют высокотемпературные компоненты намагниченности НТ, а в породах унгуохтахской и уджинской свит выделяются также среднетемпературные компоненты МТW и МТЕ (уджинская свита).

Палеомагнитный полюс, рассчитанный из направления компоненты МТW (Таблица 2) лежит в области ранне-среднекембрийских палеомагнитных направлений Сибирской платформы [Храмов и др., 1982; Павлов и др., 2018] (Рисунок 23). Однако на территории Уджинского поднятия на данный момент не описано проявлений геологических процессов, которые могли бы послужить источником перемагничивания изучаемых пород в раннем-среднем кембрии. В то же время на северо-востоке Сибирской платформы отмечены свидетельства раннекембрийской магматической активизации. Так, на Оленекском поднятии описаны раннекембрийские интрузивные тела и диатремы [Геологическая..., 1983; Bowring et al., 1993], а в нижнем течении р. Лена описаны проявления бимодального магматизма раннекембрийского возраста [Bowring et al., 1993; Прокопьев и др., 2016]. О высокой степени раннекембрийской эндогенной активности в этом регионе может свидетельствовать широкое распространение на севере и северо-востоке Сибирской платформы детритовых цирконов возрастом 540–520 млн лет [Vishnevskaya et al., 2017; Пасенко, Малышев, 2020]. Таким образом, возможный возраст формирования компоненты МТW в осадочных породах Уджинского поднятия может быть ограничен ранним кембрием, исходя из ее близости к раннекембрийским направлениям Сибирской платформы [Torsvik et al., 2012].

Среднее направление компоненты МТЕ лежит вблизи большого круга, проходящего через средние направления векторов прямой и обратной полярности компоненты НТ уджинской свиты (Рисунок 5). Этот факт может свидетельствовать о контаминации первичной компоненты НТ компонентой МТЕ, что указывает на вторичную природу последней. Палеомагнитный полюс, рассчитанный из компоненты МТЕ, располагается вблизи раннекаменноугольного сегмента ТКМП Сибирской платформы [Torsvik et al., 2012] (Рисунок 23). Близкие возрасты (~360–330 млн лет) на севере Сибирской платформы были отмечены среди К-Аг и U-Pb изотопных датировок интрузивных тел восточного склона Анабарского щита, Уджинского и Оленекского поднятий, которые по данным геологического картирования [Геологическая..., 1983; Государственная..., 2013] сопоставляются с молодо-уджинским интрузивным комплексом, характеризующимся изотопными возрастными ~420–300 млн лет. Также, на западном склоне Оленекского поднятия описаны трубки взрыва толуопско-мерчимденского кимберлитового комплекса с Rb-Sr изотопными возрастными 341–374 млн лет [Геологическая..., 1983]. Эти данные

определенно указывают на то, что в раннекаменноугольном периоде на северо-восточной окраине Сибирской платформы имели место геологические процессы, которые могли привести к образованию вторичной компоненты намагниченности в осадочных породах Уджинского поднятия. Предположительно, в качестве источника перемагничивания можно было бы рассматривать также формирование комплекса щелочных и щелочно-основных интрузий, главным представителем которого в регионе является Томторский массив. Однако известные на настоящий момент изотопные датировки этого массива (U-Pb, 701–675 млн лет; U-Pb, 414–387 млн лет) [Владыкин и др., 2014] не поддерживают эту гипотезу. Таким образом, возраст компоненты намагниченности МТЕ может быть ограничен средним палеозоем (поздний девон-ранний карбон).

Высокотемпературные компоненты НТ унгуохтахской и уджинской свит биполярны, тест обращения для первой – положительный ($\gamma/\gamma_c=3.6^\circ/8.6^\circ$, класс В), для второй – отрицательный ($\gamma/\gamma_c=27.8^\circ/8.7^\circ$) [McFadden, McElhinny, 1990]. Направления высокотемпературных компонент этих свит заметно отличаются друг от друга, в то время как в обеих свитах выделена общая вторичная компонента МТW. Это указывает на первичность выделенных высокотемпературных компонент и отсутствие признаков полного регионального перемагничивания.

Магнитоминералогические и микроскопические исследования показывают, что в породах унгуохтахской свиты содержится гематит, а также детритовые зерна магнетита и титаномагнетита со структурами высокотемпературного распада. Обнаружены свидетельства того, что туфы унгуохтахской свиты при их осадении оставались нагреты до очень высоких температур и, следовательно, могут нести термоостаточную намагниченность. Направление НТ компоненты в породах унгуохтахской свиты не зависит от минерала-носителя намагниченности, что является еще одним доводом в пользу ее первичности. Исходя из приведенных выше аргументов, мы полагаем, что высокотемпературные компоненты намагниченности, выделенные в породах унгуохтахской свиты, являются первичными и время их формирования соответствует времени формирования пород.

Магнитоминералогические и микроскопические исследования песчаников уджинской свиты указывают на присутствие в них первичного детритового и вторичного пигментного гематита. Биполярное распределение направления НТ компоненты в гальках, совпадающее с ее направлением в песчаниках, указывает на то, что намагниченность образовалась после литификации конгломератов. Отрицательный тест галек может быть связан с тем, что намагниченность в песчаниках уджинской свиты могла образоваться во время диагенеза и может быть связана с аутигенным гематитом. Биполярный характер распределения направлений векторов НТ-компоненты, стабильность относительно компоненты МТЕ и отличие ее

палеомагнитного полюса от более молодых известных полюсов (Рисунок 23) свидетельствуют в пользу того, что время формирования высокотемпературной компоненты намагниченности близко к времени формирования песчаников уджинской свиты.

Отрицательный тест обращения для пород уджинской свиты указывает на то, что выделенные направления характеристической компоненты заметно контаминированы наложенными вторичными компонентами. Однако проведенное нами простое моделирование показывает, что в случае осреднения биполярных компонент намагниченности, влияние вторичной компоненты, как правило, уменьшается, а в некоторых частных случаях может и вовсе нивелироваться. Таким образом, полученное среднее направление будет незначительно отклонено от истинного.

В породах верхнехайпахской подсвиты высокотемпературная характеристическая компонента также представлена векторами прямой и обратной полярности. В то время как склонения соответствующих средних направлений различаются почти на 180° , их существенно различаются (-8.7° и 28.1°). Тест обращения, выполненный для этих направлений, дает отрицательный результат ($\gamma/\gamma_c=22.0^\circ/8.9^\circ$) [McFadden, McElhinny, 1990]. Это возможно объяснить не полным удалением современной компоненты намагниченности в ходе температурной чистки. Также как и в случае выше рассмотренных свит, палеомагнитный полюс, рассчитанный для НТ компоненты верхнехайпахской подсвиты, заметно отличается от всех известных более молодых полюсов Сибирской платформы.

К сожалению, геологическая ситуация не позволяет нам выполнить какие-либо дополнительные тесты, результаты которых могли бы указывать на время образования НТ компоненты верхнехайпахской подсвиты. Тем не менее, факт, что разноразмерные зерна гематита, которые могут иметь также различную природу, несут схожий палеомагнитный сигнал, может свидетельствовать в пользу первичности намагниченности. Также, тот факт, что в изученных породах присутствуют зерна детритового магнетита, которые также несут палеомагнитный сигнал схожий по направлению с сигналом, связанным с гематитом, свидетельствует в пользу первичности намагниченности.

Совпадение направлений намагниченности для гематитовых и магнетитовых зерен разных размерностей / генераций, наличие векторов прямой и обратной полярности и отличие направления высокотемпературной компоненты от более молодых сибирских палеомагнитных направлений дают основания полагать, что высокотемпературная компонента намагниченности верхнехайпахской подсвиты близка по возрасту ко времени формирования породы.

Направления НТ компонент изученных магматических тел первого этапа магматизма близки между собой и также близки среднему направлению НТ компоненты унгуохтахской свиты. Это может свидетельствовать о близком возрасте формирования этих пород.

В силле долеритов (сайты 9 и 10) высокотемпературная компонента намагниченности имеет биполярное распределение ($\gamma/\gamma_c=2.3^\circ/16.8^\circ$, класс C) [McFadden, McElhinny, 1990], что трудно объяснить иначе как результатом самообращения намагниченности. Такое самообращение может происходить либо при остывании породы, либо при последующих преобразованиях исходных магматических минералов. И в том, и в другом случае, полюс, рассчитанный по выделенным направлениям, должен отражать направление геомагнитного поля времени внедрения магматических тел.

В туфах унгуохтахской свиты нами были выделены единичные зерна цирконов, предположительно первичномагматического генезиса. U-Pb возраст этих цирконов составляет 1436 ± 72 , 1480 ± 58 и 1527 ± 75 млн лет (неопубликованные данные авторов). Эти определения, в виду крайне малого количества зерен, нельзя уверенно соотносить с возрастом породы, однако их можно рассматривать как указание на то, что рассматриваемые породы, возможно, сформировались вблизи уровня ~ 1500 млн лет. Если так, то совпадение полюсов изученных магматических тел и пород унгуохтахской свиты с полюсами, полученным по интрузиям Анабарского и Оленекского поднятий с возрастом $\sim 1470-1500$ млн лет [Evans et al., 2016], является аргументом в пользу первичности намагниченности, выделенной в изучаемых нами телах (Рисунок 23, Таблица 6) [Пасенко, Малышев, 2020].

Недавно для маломощных даек карбонатитов, опробованных нами в сайте 8 было получено изотопное определение возраста ~ 705 млн лет (Ar-Ar, С.В. Малышев, устное сообщение), что позволяет нам предполагать неопротерозойский возраст намагниченности в них. Исходя из этого в дальнейших расчётах мы эти дайки учитывать не будем.

Направления НТ компонент изученных магматических тел второго этапа мезопротерозойского магматизма Уджинского поднятия близки между собой. Виртуальные палеомагнитные полюсы, рассчитанные с этих направлений близки к полюсам, полученным предшественниками по одному из силлов Уджинского поднятия, а также по Чиэресской дайке Анабарского поднятия. Близость возрастов Чиэресской дайки (1384 ± 2 млн лет [Ernst et al., 2000]) и Большой Уджинской дайки (1386 ± 30 млн лет [Malyshev et al., 2018]), а также близость палеомагнитных направлений, выделенных в этих телах свидетельствуют в пользу первичности полученных полюсов. Важным доводом в пользу первичности выделенных направлений намагниченности в интрузивных породах второй фазы магматизма является положительный тест контакта для силла долеритов (сайт 12).

Также, в пользу первичности полюсов, полученных для магматических тел обеих фаз протерозойского магматизма Уджинского поднятия можно привести следующие аргументы:

- Значимое статистическое отличие среднего палеомагнитного направления, рассчитанного по дайкам и силлу (сайты 11, 12, 13), от среднего палеомагнитного направления вмещающих пород уджинской свиты вдали от контакта. Это различие указывает на отсутствие крупных региональных перемагничивающих событий после накопления пород уджинской свиты (Рисунок 23, Таблица 2).

- Палеомагнитные полюсы для НТ-компонент намагниченности (Рисунок 23, Таблица 6) лежат на значительном расстоянии от известных позднемезопротерозойских, неопротерозойских и фанерозойских полюсов Сибирской платформы [Павлов, 1994; Cocks, Torsvik, 2007; Torsvik et al., 2012; Pisarevsky et al., 2013]. Это обстоятельство также свидетельствует в пользу того, что выделенные НТ-компоненты не являются метакронными.

- Полученные полюсы довольно хорошо коррелируются с известными на настоящий момент мезопротерозойскими полюсами Сибирской платформы (Рисунок 23). Отметим, что в районе обсуждаемого нами полюса ~1500 млн лет располагается также т.н. мадагаскарская группа вендских полюсов Сибирской платформы. В работе А.В. Шацилло показана первичность этих полюсов [Шацилло, 2006; Павлов, Шацилло, 2015], полученных по осадочным породам юго-западной и западной окраин платформы. В то же время, положительный тест контакта [Wingate et al., 2009], комплекс петромагнитных и микрозондовых данных [Evans et al., 2016] свидетельствуют о первичности намагниченности интрузивных пород Куонамской магматической провинции. Вкупе с положительным тестом обращения в породах унгуохтахской свиты эти данные свидетельствуют о том, что совпадение мадагаскарской группы вендских полюсов и группы полюсов ~1500 млн лет Сибирской платформы является лишь совпадением.

- Магнитоминералогические исследования магматических тел обоих этапов магматизма Уджинского поднятия указывают на наличие в рассматриваемых телах первичных магнитных минералов (структуры гетерофазного окисления, «скелетные» зерна). Среди магнитных зерен заметное количество составляют одно- или псевдооднодоменные зерна, способные сохранять исходную намагниченность на протяжении геологического времени.

- Данные по анизотропии магнитной восприимчивости, указывают на то, что, во-первых, в магматических потоках сохранена первичная магнитная текстура и, во-вторых, на протяжении своей истории породы не подвергались каким-либо существенным тектоническим воздействиям.

Приведенные данные достаточно убедительно свидетельствуют в пользу того, что высокотемпературная компонента, выделенная в изученных магматических породах, отражает направление геомагнитного поля времени их образования.

1.6 Результаты изотопного датирования Большой Уджинской дайки

Для определения возраста интрузивных тел второй фазы магматизма нами была отобрана геохронологическая проба из Большой Уджинской дайки – крупного интрузивного тела, прорывающего рифейскую часть разреза.

Дайка сечет уджинскую свиту, и по сути, геохронологические исследования помогут оценить не только возраст самой дайки, но и уточнить время осадконакопления в уджинском палеорифте.

Большая Уджинская дайка сложена среднекристаллическим долеритом с офитовой и крупнозернистой структурами, сложенным плагиоклазом (60-65%), клинопироксеном (20-25%), кварцем (~10%) и роговой обманкой (5%). Вторичные минералы представлены соссюритом, серицитом и хлоритом. Подобный спектр вторичных минералов мог сформироваться в результате низкотемпературных изменений.

По химическому составу долериты дайки отвечают умеренно щелочным базальтам ($\text{SiO}_2 = 46\text{--}52\%$; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 1.7\text{--}4.4\%$).

Для проведения геохронологических исследований был отобран образец долерита из наиболее крупнозернистой центральной части дайки. После дробления пробы и разделения ее на фракции, из тяжелой фракции был выделен прозрачный зелено-желтый апатит без явных признаков вторичных изменений и перекристаллизации. Циркона или бадделеита в тяжелой фракции не оказалось.

Апатит был подвергнут U-Pb датированию в Университете Тасмании (Хобарт, Австралия) при помощи масс-спектрометрии с лазерной абляцией с индуктивно-связанной плазмой (LA-ICPMS) с использованием квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7900 (спектрометр был подключен к 193 нм когерентному Ar-F эксимерному лазеру и резонатору с абляционной ячейкой S155) [Chew et al., 2011; Thompson et al., 2016].

Кристаллы апатита, как правило, достаточно крупные 100-300 мкм и содержат первичные расплавные включения (что свидетельствует в пользу первично-магматической природы апатита). Размер зерен апатита позволял свободно использовать 30 мкм диаметр лазерного пучка, не боясь захватить область с включениями или трещиноватостью (Рисунок 22).

На диаграмме Тера-Вассербурга проанализированные зерна апатита лежат в стороне от конкордии, однако они формируют выраженную линию регрессии (Рисунок 22). В нуле (по оси $^{238}\text{U} / ^{206}\text{Pb}$) эта линия зафиксирована изотопным составом свинца, полученного из кристаллов кальцита этой же дайки.

В нижней части конкордии линия регрессии пересекает ее в районе 1386 ± 30 млн лет (Рисунок 22), что является показателем времени кристаллизации измеренных зерен апатита.

Поскольку имеются серьезные признаки магматического генезиса зерен апатита, полученный возраст можно достаточно уверенно рассматривать, как возраст Большой Уджинской дайки.

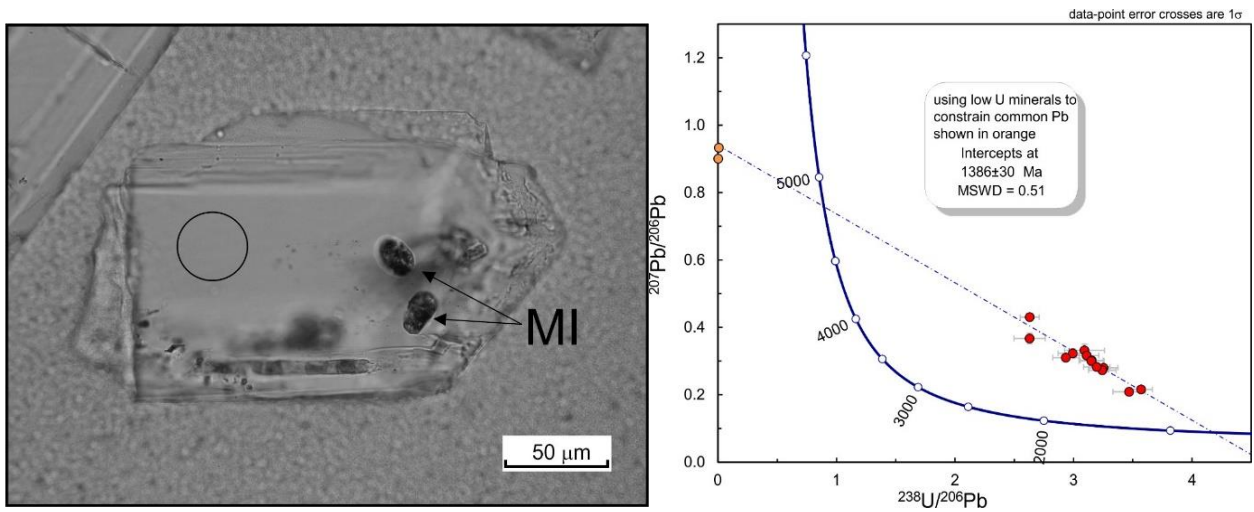


Рисунок 22. Слева – типичное зерно апатита, использованное для U-Pb датирования. MI – расплавные включения. Черный круг – диаметр лазерного пучка. Справа – диаграмма Тера-Вассербурга и результаты, полученные при датировании зерен апатита. Рисунок приведен по [Malyshev et al., 2018].

1.7 Обсуждение полученных результатов

В результате проведенных исследований нами выделены характеристические компоненты намагниченности в породах верхнехайпахской подсвиты Оленекского поднятия, унгуохтахской и уджинской свитах Уджинского поднятия и магматических телах обоих этапов мезопротерозойского магматизма Уджинского поднятия (Таблица 2) [Malyshev et al., 2018; Пасенко, Малышев, 2020]. Полученные палеомагнитные и петромагнитные данные дают основание считать, что эти компоненты образовались во время или вскоре после формирования соответствующих пород и отражают направление геомагнитного поля времени их образования.

Для каждого из изученных **магматических тел первого этапа магматизма** по средним направлениям характеристических компонент были рассчитаны палеомагнитные полюсы (Таблица 6). Полученные полюсы (за исключением полюса по неопротерозойским карбонатитовым дайкам) близки, как между собой, так и с полюсом, отвечающим характеристической компоненте унгуохтахской свиты. Отметим также, что все эти полюсы расположены вблизи полюса унгуохтахской свиты, предлагавшегося нашими предшественниками [Родионов, 1984] на основе меньшего статистического материала и с использованием менее интенсивных магнитных чисток (Рисунок 23, Таблица 6). Более того, они лежат в той же области, что палеомагнитные полюсы, полученные по датированным интрузивным телам Анабарского и Оленекского поднятий, принадлежащим Куонамской магматической провинции (1513 ± 51 , 1503 ± 2 , 1473 ± 24 и 1483 ± 17 млн лет) [Веселовский и др., 2006; Evans et al., 2016]. Этот факт позволяет говорить о том, что формирование всех названных выше объектов происходило в близкое время и, возможно, в рамках магматического события, приведшего к формированию Куонамской магматической провинции около 1500 млн лет назад.

Представляется, что при текущей степени изученности этого эпизода магматизма нет смысла пытаться разделять по возрасту имеющиеся для него палеомагнитные полюсы и полюсы, полученные по близковозрастным образованиям Уджинского поднятия. Поэтому мы предлагаем использовать для Сибири для времени ~ 1500 млн лет палеомагнитный полюс, рассчитанный как средний по всем полюсам, полученным по изученным магматическим породам, осадочным породам унгуохтахской свиты и объектам Куонамской магматической провинции (Таблица 6).

Палеомагнитный полюс, полученный по **интрузиям второго этапа магматизма** Уджинского поднятия, с учетом погрешности, практически не отличается от виртуального геомагнитного полюса, полученного по образцам Чиэресской дайки (Рисунок 23, Таблица 6). Более того, U-Pb возраст Большой Уджинской дайки 1386 ± 30 млн лет, полученный в настоящей работе, очень близок к возрасту Чиэресской дайки (Анабарский щит, 1384 ± 2 млн лет), определенному Р. Эрнстом и соавторами [Ernst et al., 2000]. Этот факт можно рассматривать как указание на возможное широкое распространение магматизма данного возраста на севере

Сибирского кратона. Таким образом, палеомагнитные и геохронологические данные взаимно подтверждают друг друга, существенно повышая надежность, как палеомагнитного, так и геохронологического результатов.

Представляется вероятным, что внедрение рассматриваемых тел происходило не одновременно. Если так, то полюс, рассчитанный путем осреднения данных по уджинским телам и Чиэресской дайке, может в первом приближении считаться палеомагнитным, т.е. осредняющим в себе вековые геомагнитные вариации. Следовательно, этот полюс может быть использован для определения палеогеографического положения Сибири в мезопротерозое.

Палеомагнитный полюс, рассчитанный по характеристической компоненте, выделенной в **породах уджинской свиты** Уджинского поднятия, в пределах овала доверия совпадает с полюсом, полученным ранее [Родионов, 1984] (Таблица 6). Однако мы предлагаем считать новый полюс более надежным, поскольку он получен на большем статистическом материале и с применением полного размагничивания ЕОН.

Новый палеомагнитный полюс уджинской свиты близок к таковому, полученному для верхнехайпахской подсвиты Оленекского поднятия, однако их овалы доверия не перекрываются, а различие их координат статистически значимо ($\gamma/\gamma_c=7.4^\circ/4.8^\circ$ [Debiche, Watson, 1995]) (Таблица 6, Рисунок 23). Различие полюсов противоречит сопоставлению уджинской свиты и верхнехайпахской подсвиты, основывавшемуся на данных межрегиональной корреляции строматолитовых форм [Семихатов, Серебряков, 1983].

Таким образом, наши данные свидетельствуют в пользу того, что изученные осадочные породы формировались не одновременно.

Возраст уджинской свиты по нашим данным не может быть моложе 1386 ± 30 млн. лет. С другой стороны, она залегает стратиграфически выше унгуохтахской свиты, возраст которой, исходя из палеомагнитных и изотопных данных (см. выше), составляет, вероятно, около 1500 млн лет. Таким образом, можно сделать вывод о том, что породы уджинской свиты Уджинского поднятия сформировались в мезопротерозое в интервале 1500–1385 млн лет.

Возраст томторской свиты, перекрывающей несогласно уджинскую свиту, оценивается как ~ 600 млн лет. Таким образом, можно сделать вывод о том, что интервал времени после внедрения Большой Уджинской дайки и до начала накопления томторской свиты на Уджинской поднятии не охарактеризован какими-либо осадочными образованиями. Соответственно, в стратиграфической записи этого региона существует крупный перерыв в осадконакоплении длительностью около 800 млн лет.

Выполненные недавно изотопные определения возраста нижнехайпахской подсвиты (Rb-Sr, глауконит, 1172 ± 12 и 1112 ± 24 млн лет) [Зайцева и др., 2017] ограничивают снизу возможный возраст верхнехайпахской подсвиты. Вероятность нарушения Rb-Sr системы в глауконитах при

диагенетических изменениях пород неоднократно обсуждалась в литературе [McDougall, 1977; Grant et al., 1984], а недавно было показано «омоложение» возраста глобулярных слоистых силикатов в породах арымасской и дебенгдинской свит за счет постдиагенетических преобразований [Zaitseva et al., 2018]. Однако в настоящий момент не имеется каких-либо свидетельств в пользу возможного «омоложения» Rb-Sr возраста нижнехайпахской подсвиты. Таким образом, имеющиеся на настоящий момент данные не противоречат мнению о том, что верхнехайпахская подсвита имеет неопротерозойский возраст [Семихатов, Серебряков, 1983; Семихатов и др., 2000; Зайцева и др., 2017].

Приведенные выше оценки изотопных возрастов уджинской свиты и верхнехайпахской подсвиты указывают на то, что принятая схема корреляции этих свит с лахандинским уровнем Учуро-Майского гипостратотипа рифея [Семихатов, Серебряков, 1983] не верна. Полученные для этих стратонов палеомагнитные полюсы не совпадают с средним полюсом лахандинской серии Учуро-Майского района (см главу 1.2.1), что опять-таки свидетельствует о том, что они формировались в разное время и их корреляция не верна.

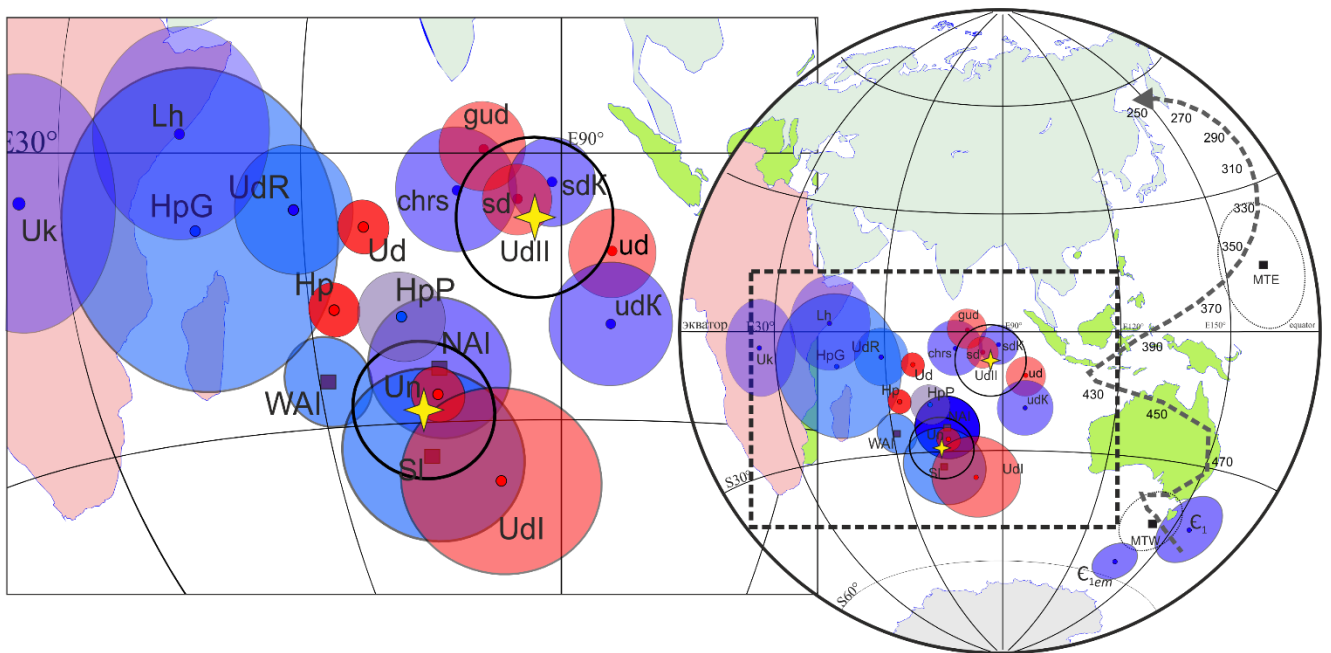


Рисунок 23. Полюсы, полученные в данной работе (красные), их сравнение с полюсами, полученными предшественниками (синие) [Пасенко, Малышев, 2020]. Кодовые обозначения полюсов см. в таблице 4. Квадратами показаны полюсы, опубликованные в работе [Evans et al., 2016], и полюсы, рассчитанные с компонент МТВ и МТЕ. Желтая звезда – предлагаемый нами осредненный палеомагнитный полюс ~1500 млн лет. Пунктиром показана ТКМП для палеозоя Сибирской платформы [Torsvik et al., 2012].

Значимое отличие палеомагнитного полюса верхней подсвиты хайпахской свиты от полюса лахандинской серии с возрастом 1025-950 млн лет и более молодой усть-кирбинской свиты с возрастом 950-930 млн лет, а также изотопные датировки по нижней подсвите хайпахской свиты (~1112 млн лет) позволяют ограничить снизу ее возраст как ~930 млн лет.

Перекрывающая хайпахскую свиту с стратиграфическим несогласием маастахская свита не древнее 610 млн лет [Vishnevskaya et al., 2017], что позволяет получить верхнее ограничение на возраст первой. Таким образом, возраст верхней подсвиты хайпахской свиты можно ограничить рамками 930-610 млн лет.

Таблица 6. Палеомагнитные полюсы Сибирской платформы, полученные в этой работе и полюсы, полученные предшественниками.

| ОБЪЕКТ | КОД | ВОЗРАСТ (МЛН.ЛЕТ) | PLAT (°N) | PLONG (°E) | A95(°) | ССЫЛКИ |
|---|------|----------------------|--------------|---------------|--------|--------------------------------------|
| Интрузии Западного Анабара | WAI | 1503±2 | -25 | 61 | 5 | Evans et al. 2016 |
| Интрузии Северного Анабара | NAI | 1483±17 | -24 | 75 | 8 | Evans et al. 2016; Ernst et al. 2016 |
| Силл р. Сололи | SI | 1473±24 | -34 | 73 | 10 | Wingate et al., 2009 |
| Унгуохтахская свита* | UnR | | -23 | 75 | 9 | Родионов, 1984 |
| Унгуохтахская свита | Un | | -27 | 75 | 3 | |
| I-этап Уджинского магматизма | UdI | | -37 | 82 | 11 | |
| Мезопротерозойские интрузии севера Сибири (N=5; NSI=WAI+NAI+SI+Un+UdI) | NSI | ≈1500 | -30 | 73 | 8 | |
| Уджинская свита | UdR | R ₃ | -6 | 59 | 7 | Родионов, 1984 |
| Уджинская свита | Ud | 1500-1386 | -8 | 67 | 3 | |
| Хайпахская свита | Hp | <1172 | -17 | 63 | 3 | |
| Хайпахская свита | HpP | R ₃ | -18 | 71 | 5 | Павлов и др., 2015 |
| Хайпахская свита | HpG | R ₃ | -8 | 47 | 17 | Гуревич, 1983 |
| Силл долеритов Уджи | sdK | | -5 | 85 | 4 | Константинов и др., 2007 |
| Силл долеритов Уджи (эта работа) | sd | | -3 | 89 | 5 | |
| Большая Уджинская дайка | gud | 1386±30 | 1 | 81 | 5 | |
| Дайка долеритов (сайт 13) | ud | | -11 | 96 | 5 | |
| Дайка Долеритов Уджи | udK | | -19 | 96 | 7 | Константинов и др., 2007 |
| Чиэрская дайка (VGP) | chrs | 1384±2 | -4 | 78 | 7 | Ernst et al., 2000 |
| II-этап Уджинского магматизма N=6 UDII=sdK+sd+gud+ud+chrs+udK | UdII | ≈1385 | -7 | 87 | 9 | |
| Лахандинская серия** | Lh | 1025-960 | 2 | 45 | 11 | Pavlov et al., 2000 |

| | | | | | | |
|-------------------------|----|---------|----|----|----|-----------------------|
| Усть-кирбинская свита** | Uk | 930-950 | -3 | 25 | 10 | Павлов и др., 2015 |
|-------------------------|----|---------|----|----|----|-----------------------|

Примечание: * – полюс UnR для расчёта среднего направления мезопротерозойских интрузий севера Сибири не используется. ** - полюсы лахандинской серии и усть-кирбинской свиты приведены к координатам Ангаро-анабарского блока (см главу 2.1).

Полученные данные позволяют определить палеогеографическое положение Сибирского кратона и характер его перемещений в интервале времени ~1500–1380 млн лет назад. Для этого, однако, необходимо сначала определиться с полярностью используемых палеомагнитных направлений. Вслед за [Павлов и др., 2015; Pavlov et al., 2019], исходя из принципа минимизации перемещений и принимая во внимание положение палеомагнитного полюса для тоттинской свиты Учуро-Майского района Сибирской платформы [Павлов, 1994], наиболее близкого по возрасту из известных позднепротерозойских полюсов, мы выбираем так называемый «индоокеанский» вариант полярности, согласно которому сибирские позднедокембрийские северные палеомагнитные полюсы располагаются в восточном полушарии в районе Индийского океана.

При выборе такой полярности полученные нами данные означают, что ~1500 млн лет назад Сибирский кратон практически целиком располагался в приэкваториальных широтах южного полушария (Рисунок 24). На протяжении всего рассматриваемого времени происходило медленное перемещение (~2° за 10 млн лет) Сибирского кратона к северу. К уджинскому времени кратон практически полностью пересек экватор, а к ~1380 млн лет назад его самая южная часть уже достигла тропической области и находилась вблизи 30° с.ш. При этом кратон все время был ориентирован своей южной (в современных координатах) частью к северу и не испытывал значительных вращений относительно меридиана. В позднехайпахское время Сибирская платформа снова оказалась в районе экватора.

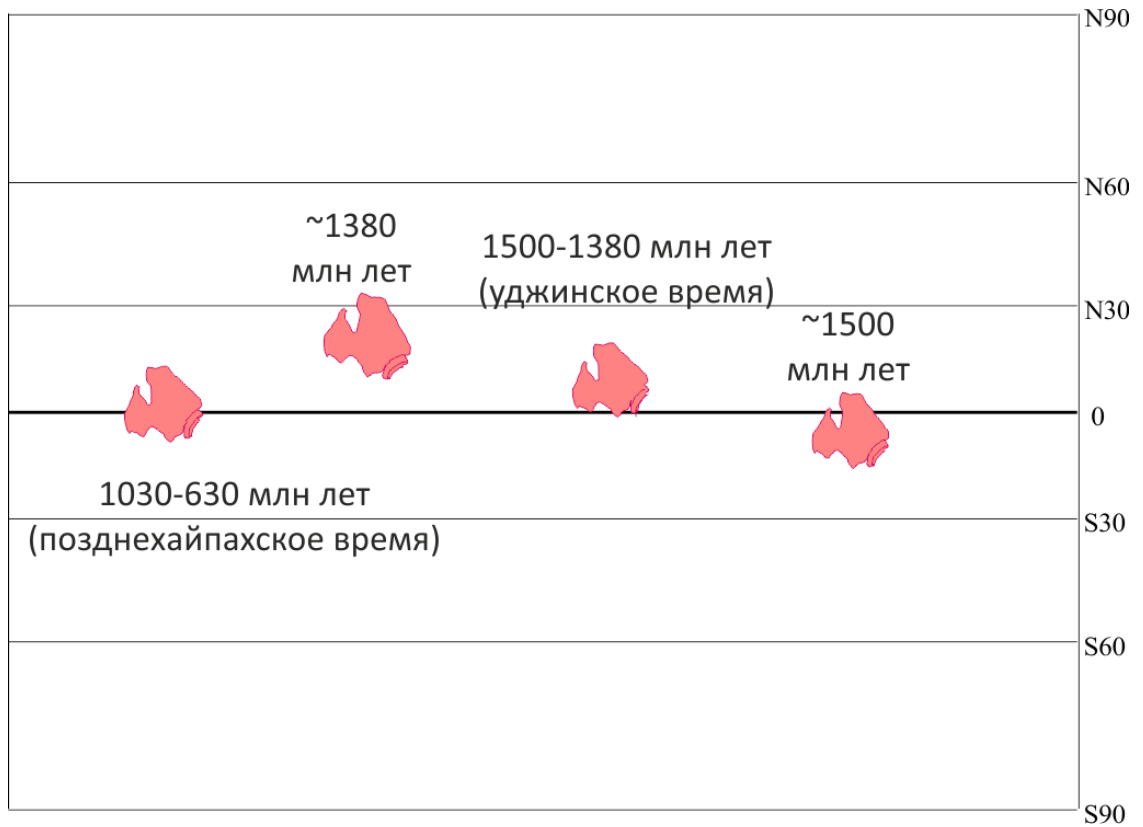


Рисунок 24. Реконструкции широтного положения Сибирской платформы в мезопротерозое на основании новых палеомагнитных данных, приведенных в данной работе [Пасенко, Малышев, 2020].

1.8 Выводы и защищаемые положения

В результате проведенных палеомагнитных и геохронологических исследований осадочных и магматических пород Уджинского и Оленекского поднятий нами были получены следующие результаты [Malyshev et al., 2018; Пасенко, Малышев, 2020]:

- На основании полученных палеомагнитных и геохронологических данных показано существование на территории Уджинского поднятия двух крупных этапов магматизма с возрастом ~1380 и ~1500 млн лет.
- Показано, что Куонамская большая магматическая провинция распространялась на современную территорию Уджинского поднятия. Предложен новый палеомагнитный полюс для Сибирской платформы для возрастного уровня, отвечающего времени формирования Большой Куонамской провинции (~1500 млн лет).
- Показано, что ареал распространения базитового магматизма возраста 1380 млн лет на севере Сибирской платформы захватывал не только восток Анабарского поднятия, но и Уджинское поднятие. Получен новый палеомагнитный полюс для Сибирской платформы для этого времени.
- Показано, что перерыв в осадконакоплении в разрезе позднего протерозоя Уджи отвечает интервалу времени ~800 млн лет (от ~1400 Ма до ~600 Ма).
- Получены новые палеомагнитные полюсы для времен формирования верхнехайпахской подсвиты, уджинской и унгуохтахской свит Сибирской платформы.
- Показано, что палеомагнитные полюсы верхнехайпахской подсвиты Оленекского поднятия и уджинской свиты Уджинского поднятия не совпадают, что свидетельствует о том, что они формировались в разное время. Это противоречит принятой схеме корреляции этих свит [Семихатов, Серебряков, 1983] (Рисунок 25).
- Отличие палеомагнитных полюсов верхнехайпахской подсвиты и уджинской свиты от среднего полюса пород лахандинской серии Учуро-Майского гипостратотипа рифея также противоречит возрастной корреляции этих свит с лахандинской серией, предполагавшейся в принятых стратиграфических схемах рифейских образований Сибирской платформы [Семихатов, Серебряков, 1983; Решения..., 1983] (Рисунок 25).
- В комплексе с имеющимися геохронологическими ограничениями, палеомагнитные данные по верхнехайпахской свите Оленекского поднятия указывают на то, что эта свита образовалась позже ~950 млн лет назад.
- Полученные данные означают, что во временном интервале ~1500 – ~1385 млн лет Сибирская платформа находилась в приэкваториальных широтах сначала южного, потом

северного полушария и при этом была обращена своей нынешней юго-западной окраиной на север (Рисунок 24).

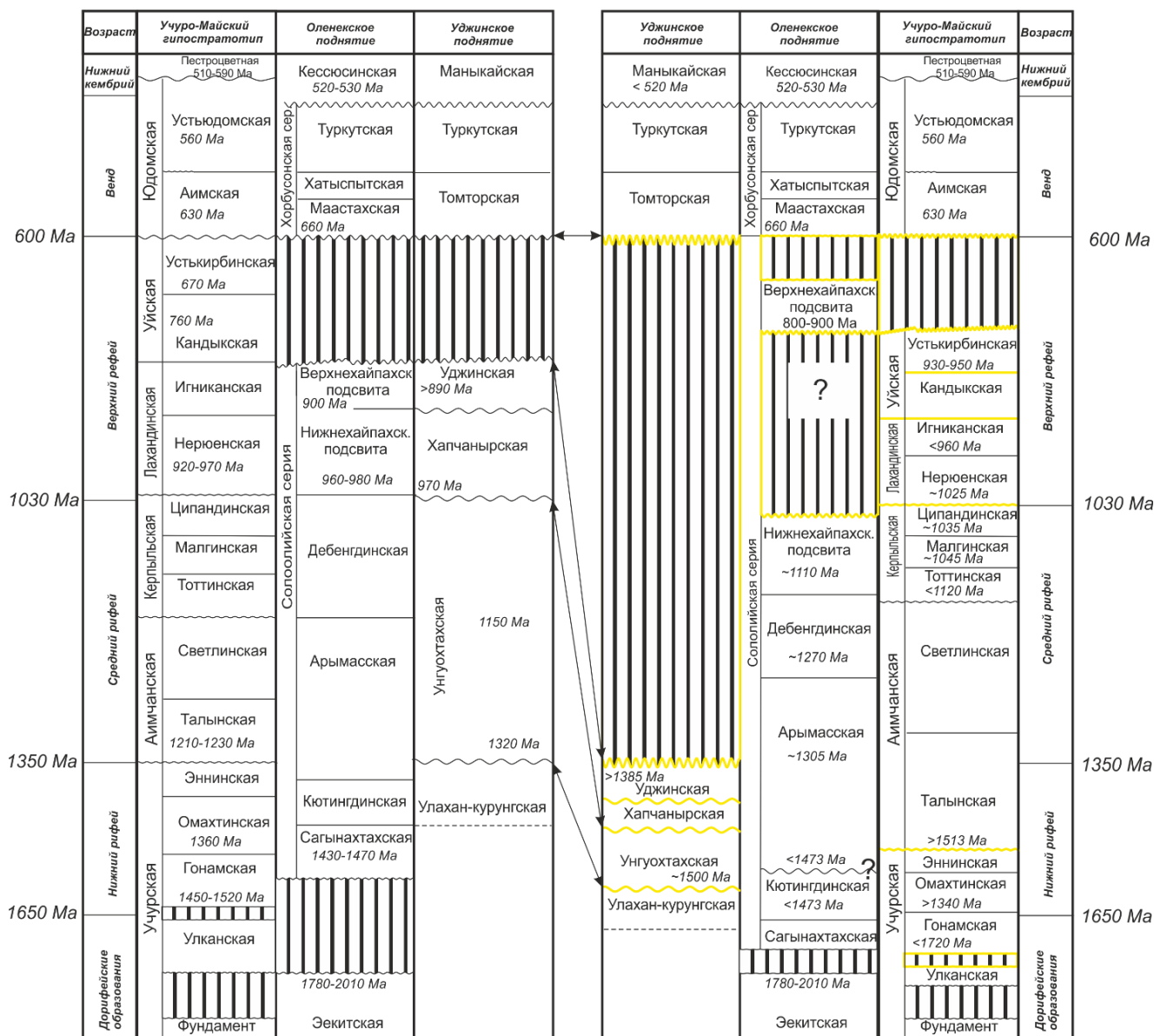


Рисунок 25. Схема корреляции докембрийских образований Сибирской платформы. Слева – схема [Семихатов, Серебряков, 1983]. Справа – схема корреляции по [Семихатов, Серебряков, 1983] с учетом новых данных [Khudoley et al, 2007; Malyshev et al., 2018; Веселовский и др., 2006; Зайцева и др., 2017; Павлов и др., 2015] и предлагаемая нами схема корреляции уджинской, хайпахской свит и лахандинской серии. Желтым показаны возрастные уровни, существенно отличающиеся от таковых у [Семихатов, Серебряков, 1983].

Совокупность перечисленных выше выводов позволяет нам сформулировать следующие **защищаемые положения**:

1. На территории Уджинского поднятия Сибирской платформы проявлены два этапа мезопротерозойского магматизма – с возрастaми ~1380 и ~1500 млн лет. Магматизм возрастa ~1500 млн лет отвечает времени формирования Куонамской крупной магматической провинции,

что расширяет ее область распространения на всю территорию северо-востока Сибирской платформы.

2. Существенно уточнена схема корреляции опорных разрезов рифея Сибирской платформы: Уджинского, Оленекского и Учуро-Майского. Уточненная схема, в частности, предполагает мезопротерозойский возраст уджинской свиты (Уджинское поднятие), различный возраст уджинской свиты, верхнехайпахской подсвиты (Оленекское поднятие) и лахандинской серии (Учуро-Майский регион), а также наличие длительного (~800 млн лет) перерыва в осадконакоплении (~1400 до ~600 млн лет назад) на территории современного Уджинского поднятия.

Приведенные выше результаты исследований играют важную роль в вопросах изучения этапов и стадий развития Сибирской платформы в докембрии, а также помогают существенно уточнить корреляцию различных докембрийских стратиграфических подразделений на ее территории. Настоящие защищаемые положения *соответствуют пунктам 6 и 7 паспорта специальности 25.00.03 «геотектоника и геодинамика».*

ГЛАВА 2

Мезопротерозойский сегмент ТКМП Сибири и проблема трансдокембрийского суперконтинента

2.1 Оценка качества палеомагнитных определений

Разработка докембрийского участка ТКМП Сибири является одной из актуальных задач, которые только предстоит решить исследователям Сибири.

Первый этап работ по разработке ТКМП состоит в накоплении палеомагнитной информации (палеомагнитных полюсов) для различных временных уровней рассматриваемого временного интервала. В настоящий момент для докембрия Сибири существует весомый массив палеомагнитных определений, полученных за последние 60 лет активных исследований.

Следующий этап предполагает оценку полученных полюсов и отбор (селекцию) тех из них, которые отвечают выбранным нами предварительно критериям надежности и могут быть использованы для построения современной версии ТКМП.

На протяжении последних 10 лет, по мере поступления новых данных, неоднократно предпринимались попытки провести такую селекцию [Evans et al., 2016; Веселовский, 2006; Метелкин и др., 2007; Павлов, 2015; Павлов и др., 2015]. В этих работах для оценки надежности палеомагнитных полюсов использовался такой формальный показатель, как параметр Q [Van der Voo, 1990]. Данный параметр представляет собой количественную оценку надёжности палеомагнитного определения. Он измеряется в баллах, где каждый балл выставляется в случае соответствия рассматриваемых данных следующим критериям:

(1) Надежно определен возраст породы. При этом подразумевается, что возраст намагниченности совпадает с определенным возрастом породы. При этом, для докембрия Ван дер Ву предлагает считать допустимой погрешность в определении возраста $\pm 4\%$, или ± 40 млн лет.

(2) Результат основывается на достаточном количестве образцов ($N > 24$), при этом параметры статистики Фишера [Fisher, 1953] $k(K)$ и $a_{95} (A_{95})$ больше 10, и меньше 16° соответственно.

(3) Проведена детальная магнитная чистка, позволяющая достоверно разделить векторы намагниченности.

(4) Надежность палеомагнитного определения подтверждена полевыми тестами.

(5) Изученные геологические объекты относятся к геологическим структурам, тектоническая позиция которых надежно определена. Присутствует хороший структурный контроль.

(6) В изученных объектах выделяются векторы намагниченности прямой и обратной полярностей, различающиеся на угол 180° .

(7) Полученный палеомагнитный полюс статистически значимо отличается от более молодых палеомагнитных полюсов.

Параметр Ван дер Ву был предложен для реализации формального подхода к определению кондиционности палеомагнитных полюсов, который, безусловно, имеет, как достоинства, так и недостатки. Очевидно, что условный «вес» различных критериев в данной статистике не может быть одинаковым. Например, отсутствие детальной магнитной чистки заведомо резко снижает качество палеомагнитного определения, в то время как параметр Q по-прежнему остается достаточно высоким ($Q=6$ из 7 возможных), а в случае отсутствия надежно определенного возраста для исследуемого объекта использовать полученный по нему палеомагнитный полюс часто вообще не представляется возможным, в то время как для него параметр Q так же равен шести (при прочих положительных критериях). Таким образом, становится очевидна необходимость крайне аккуратного его использования при селекции палеомагнитных данных, особенно применительно к докембрию.

В чем-то более жесткий подход, при оценке качества палеомагнитных полюсов, был сформулирован Бакеном с соавторами [Buchan et al., 2000; Buchan, 2013], которые предложили использовать так называемые «ключевые» палеомагнитные полюсы. В этих работах предлагается считать палеомагнитный полюс ключевым, если полюс удовлетворяет следующим условиям [Buchan, 2013]:

(1) Возраст палеомагнитного полюса точно определен. В частности, должна быть показана первичность палеомагнитного полюса и надежно определен возраст пород U-Pb и (или) Ar/Ar методами, при этом максимально допустимая погрешность при определении возраста ± 20 млн лет.

(2) Палеомагнитный полюс должен быть хорошего качества. Должна быть должным образом выделена первичная намагниченность; должны быть осреднены вековые вариации; введены поправки за наклон и вращение тектонических блоков (в случае необходимости), за занижение наклона (для осадочных пород при необходимости). При этом контролировать эффект занижения наклона в осадочных породах предлагается путем сравнения данных, полученных по разновозрастным магматическим телам и по разновозрастным осадочным породам разной степени зернистости.

Стоит отметить жесткость предложенных критериев в вопросе определения возраста. В мировой практике на настоящий момент известно большое количество точечных изотопных определений для докембрийских (в основном магматических) объектов с точностью не хуже первых миллионов лет. В то же время, часто геологические условия таковы, что сложно (читай,

«невозможно») на территории одного кратона найти и получить палеомагнитные данные по такому количеству хорошо датированных объектов, которое необходимо для построения детальной и надежной ТКМП для этого кратона. Например, время формирования осадочных толщ, имеющих важнейшее значение в изучении палеомагнетизм докембрия, крайне редко удается установить точнее, чем плюс-минус несколько десятков миллионов лет.

Таким образом, подход, основанный на применении «ключевых» полюсов при изучении палеомагнетизма докембрия сам по себе не совсем функционален, ввиду жестких требований к определению возраста. В то же время, «ключевые» полюсы могут быть использованы для построения докембрийских сегментов ТКМП древних кратонов совместно с палеомагнитными полюсами, удовлетворяющими критериям Ван дер Ву, в качестве опорных, «особенно надежных» полюсов.

При этом, ввиду всех условностей параметра Q , его мы будем использовать как ориентировочную характеристику. Предпочтение будет отдаваться полюсам с $Q > 4$, но в исключительных случаях (которые будут особо оговорены) будут также рассмотрены и полюсы с $Q \leq 4$. «Исключительным» случай будет считаться, если будут отмечены веские основания считать палеомагнитный полюс значимым, вне зависимости от параметра Q . Например, зачастую, при работе с осадочными породами на платформе, возможности применения тестов палеомагнитной надежности сильно ограничено, что несомненно ведет к резкому снижению количества баллов по критериям Ван дер Ву. В то же время, ввиду относительно широкой распространенности одновозрастных осадочных пород на территориях платформ, полюс, полученный по таким породам, отобранным в различных удаленных частях платформы можно считать достаточно надежным.

С другой стороны, мы однозначно исключаем из рассмотрения палеомагнитные данные, полученные без применения детальной магнитной чистки и данные, полученные по породам с неоднозначным структурным положением.

1.2 Разработка мезопротерозойского сегмента ТКМП Сибирской платформы

1.2.1 Обсуждение и селекция имеющихся палеомагнитных данных

Для начала необходимо ограничить временной интервал, для которого мы будем рассматривать имеющиеся палеомагнитные определения. В данной работе в качестве начальной точки мезопротерозойского сегмента ТКМП Сибири нами будут использованы полюсы для позднейшего палеопротерозоя (~1700 млн лет), а в качестве конечной – палеомагнитные определения для самого начала раннего неопротерозоя Сибири (~950–900 млн лет).

Для возраста ~1700 млн лет по Сибирской платформе на настоящий момент имеется несколько палеомагнитных полюсов разной степени надежности. Это полюсы, полученные по вулканогенным осадкам элгетейской свиты и прорывающим ее гранитам Улканского грабена. Возраст этих пород оценивается как 1732 ± 4 и 1719 ± 10 млн лет, соответственно [Didenko et al., 2015]. Еще один полюс близкого возраста получен по гранитам Ангаро-Канского выступа (возраст гранитов 1734 ± 5 млн лет) [Didenko et al., 2009].

Надежность всех трех этих палеомагнитных определений обосновывается полевыми тестами. Так, первичность намагниченности в гранитах подтверждается положительным тестом контакта [Didenko et al., 2009], а в вулканитах Улканского грабена – положительными результатами тестов складки и (частично) конгломератов и обращения [Didenko et al., 2015].

При этом, несмотря на близость по возрасту, полюс элгетейской свиты лежит в стороне от полюсов гранитов Улканского грабена и Ангаро-Канского выступа. В работе [Didenko et al., 2015] это объясняется возможными вращениями Улканского грабена относительно Сибирской платформы. В то же время, палеомагнитный полюс, полученный по гранитам Улканского массива (1719 ± 10 млн лет), хорошо согласуется с полюсом гранитов Ангаро-Канского выступа (1732 ± 4 млн лет) [Didenko et al., 2009].

Отметим, что палеомагнитные данные по крупным интрузиям зачастую оставляют открытым вопрос о положении палеогоризонтали, что может приводить к существенным погрешностям при определении координат искомым полюсов. Соответственно, из-за отсутствия уверенного структурного контроля, результаты, полученные по гранитам Улканского грабена и Ангаро-Канского выступа, каждый в отдельности, вызывают определенные сомнения. Однако согласованность полюса гранитов Улканского грабена с полюсом близких по возрасту гранитов Ангаро-Канского выступа, подкрепленная геологическими доказательствами Диденко А.Н. и соавторов об отсутствии вращения Улканского грабена после внедрения рассматриваемых пород, указывает на надежность этих полюсов и позволяет включить их в число данных, которые необходимо использовать при построении ТКМП. Более того, согласно [Buchan, 2013], мы можем

считать приведенные выше полюсы для гранитов Ангаро-Канского выступа и Улканского грабена ключевыми.

Близковозрастные (в масштабах протерозоя) палеомагнитные полюсы получены по считающимися одновозрастными дайкам Ачитканского и Байкальского хребтов (Чайский комплекс) [Водовозов и др., 2007]. Для этих интрузий в настоящий момент имеются два противоречащих друг другу геохронологических определения: 1674 ± 29 (Sm-Nd, дайка Байкальского хребта) [Гладкочуб и др., 2007] и 1752 ± 3 млн лет (U-Pb, бадделеит, дайка Ачитканского хребта) [Гладкочуб и др., 2010].

Каждое из тел, по которым были получены приведенные возрасты было опробовано также для палеомагнитного анализа. По данным В.Ю. Водовозова породы более «молодой» дайки (Байкальский хребет) оказались перемагничены в позднем протерозое–раннем палеозое [Водовозов, 2010]. Процесс, приведший к перемагничиванию, по его мнению, мог привести и к омоложению возраста, полученного по Sm-Nd системе. В то же время, возраст 1752 ± 3 млн лет, полученный более надежным методом (U-Pb по бадделеиту) определен по дайке Ачитканского хребта, намагниченность в которой считается первичной [Водовозов и др., 2007]. Последняя цифра принимается нами как истинный возраст интрузивных тел и первичной намагниченности всех даек, относимых к Чайскому комплексу, как на Ачитканском, так и на Байкальском хребте.

Отметим, что (рассматриваемые как) первичные направления получены только в двух дайках Ачитканского хребта и в трех дайках Байкальского. Остальные изученные интрузии Чайского комплекса оказались перемагничены [Водовозов и др., 2007], что в целом, не удивительно, т.к. они занимают достаточно сложную структурную позицию и были подвержены активным деформациям.

Надежность палеомагнитных определений, полученных по пяти телам Чайского комплекса, поддерживается положительным тестом складки. Сами по себе приведенные палеомагнитные данные вследствие отсутствия однозначного структурного контроля и малого количества интрузий с выделенной первичной намагниченностью трудно рассматривать как достаточно надежные, однако в их пользу свидетельствует их согласованность с более древними определениями по гранитам Ангаро-Канского выступа и Улканского грабена.

В настоящей работе мы рассматриваем полюс, полученный по пяти интрузивным телам Чайского комплекса как виртуальный, и, хотя, и не используем его для построения ТКМП, используем его в качестве поддержки палеомагнитных полюсов, полученных по гранитам Ангаро-Канского выступа и Улканского грабена.

Позднепалеопротерозойскую часть ТКМП Сибири обозначают полюсы, полученные по породам карагасской серии Присаянья и по секущим ее интрузивным телам нерсинского комплекса рек Бирюса [Metelkin et al., 2005] и Уда [Павлов и др., 2015].

В пользу первичности выделенной высокотемпературной намагниченности пород карагасской серии приводятся следующие аргументы [Метелкин и др., 2005b; Метелкин и др., 2010; Павлов и др., 2015]: ее доскладчатое время формирования; положительный тест обращения и сходимость палеомагнитных направлений, полученных для относительно удаленных обнажений тагульской свиты карагасской серии рр. Бирюса и Уда.

В работе [Метелкин и др., 2005b] палеомагнитный полюс для нерсинского комплекса рассчитывается по шести интрузивным телам. Однако чуть позже было показано [Gladkochub et al., 2006], что два из включенных в расчет тела (силл и дайка), имеют возрасты 741 ± 4 и 612 ± 6 млн лет (Ar-Ar), соответственно, а один силл, возможно, «повернут». Поэтому было предложено исключить соответствующие направления из расчёта и, напротив, дополнить статистику направлениями, полученными по дополнительным четырем сайтам Нерсинской интрузии р. Уда [Павлов и др., 2015]. Рассчитанный таким образом полюс, представляется несколько более точным и более надежным.

Качество палеомагнитных данных, полученных по магматическим породам Нерсинского комплекса, в целом, отвечает современным требованиям [см. Метелкин и др., 2005b; Павлов и др., 2015; Evans et al., 2016], однако достаточно остро стоит вопрос о возрасте этих пород. Первую попытку определить изотопный возраст интрузий р. Бирюса предприняли в 2006 году Д.П. Гладкочуб с соавторами, в работе которых было показано, что среди так называемых интрузий нерсинского комплекса по геохимическим характеристикам выделяется минимум три отдельные группы тел [Gladkochub et al., 2006]. В рамках этой работы опробовались интрузии (силлы и дайки), обнажающиеся в пределах Бирюсинского массива, в долинах р. Нерса и р. Бирюса. По телам, относящимся к каждой из трех групп были получены следующие возрастные датировки (некоторые из которых нами уже приводились выше): 741 ± 4 млн лет (Ar-Ar, плагиоклаз), 612 ± 6 млн лет (Ar-Ar, плагиоклаз) и 511 ± 5 млн лет (U-Pb, циркон, SHRIMP) [Gladkochub et al., 2006]. В этой же работе отмечается, что полученные Ar-Ar определения согласуются с определениями, полученными по дайкам Шарыжалгайского массива, также относимых к Нерсинскому комплексу (758 ± 4 млн лет (Ar-Ar, плагиоклаз) и 743 ± 47 млн лет (Sm-Nd, по изохроне) [Sklyarov et al., 2003]), что косвенно свидетельствует в пользу реальности полученных Ar-Ag датировок.

В 2016 году была опубликована работа, в которой приводятся результаты датирования еще одного силла, относимого к Нерсинскому комплексу р. Бирюса [Ernst et al., 2016b], и расположенного относительно недалеко (несколько сот метров) от силла, по которому была ранее получена датировка 741 ± 4 млн лет. Возраст этого силла по результатам U-Pb датирования по бадделеиту определен как 1641 ± 8 млн лет (U-Pb, бадделеит) [Ernst et al., 2016b]. Повторное определение, сделанное для проверки, подтвердило этот результат (Р. Эрнст, персональное сообщение).

Для разрешения возникшего противоречия недавно были проведены заверочные геохронологические исследования силла, по которому был получен возраст 741 ± 4 млн лет. В ходе этих исследований было проведено его датирование по Sm-Nd изохроне [Vasyukova et al., 2019]. В результате проведенных работ авторы получили одну «псевдоизохрону» с возрастом 1792 ± 100 млн лет, а также несколько изохрон с возрастaми 546–646 млн лет, на основании чего был сделан вывод о неопротерозойском возрасте силла (Sm-Nd, 646 ± 160 млн лет). Этот вывод авторы подкрепляют данными о распределении детритовых цирконов в перекрывающей осадочной толще (оселковая серия), в которой отсутствуют мезопротерозойские популяции цирконов [Летникова и др., 2013]. Однако данный аргумент нам представляется не очень убедительным, поскольку само по себе отсутствие пика популяции цирконов с мезопротерозойскими возрастaми в перерывающих породах не удивительно, ибо базитовые интрузии, как правило, являются плохими источниками детритовых цирконов. Более того, на картину распределения обломочных цирконов, как известно, влияет распределение источников и бассейнов сноса обломочного материала. Таким образом, отсутствие в оселковой серии цирконов с возрастaми 1600–1700 млн лет не может однозначно свидетельствовать об отсутствии на юго-западе Сибири базитового магматизма с таким возрастaм.

Совокупность Ar-Ar и Sm-Nd геохронологических определений для интрузий нерсинского комплекса несомненно, заслуживает пристального внимания, и вопрос об их несоответствии U-Pb определению по бадделеиту еще предстоит решить. На настоящий момент представляется, что возможно только одно из решений: либо один из рассматриваемых двух силлов датирован неверно, либо эти формирующие, практически, единую магматическую залежь и залегающие в непосредственной близости друг от друга силлы, действительно, неодновременны.

На настоящий момент нам представляется, что U-Pb возраст 1641 ± 8 млн лет, полученный по бадделеиту, является более надежной оценкой возрастa изученных силлов и полученного по ним палеомагнитного полюса. Принимая во внимание мезопротерозойский возраст интрузий Нерсинского комплекса, мы делаем вывод о том, что породы вмещающей карагасской серии древнее ~ 1640 млн лет. Нижняя граница ее возрастa обозначается по возрастa самого молодого зерна детритового циркона в ее основании – 1757 млн лет [Мотова, 2013].

Дополнительной поддержкой для вывода о палеопротерозойском возрастe пород карагасской серии и нерсинского комплекса являются довольно качественные палеомагнитные данные, полученные по осадочным свитам (ильинская, бурдурская, лабазтахская и котуйканская) западного и северного склонов Анабарского поднятия [Evans et al., 2016]. Формирование этих свит происходило внутри возрастного интервала ~ 1680 –1500 млн лет. Верхняя возрастная граница этого интервала определяется возрастa интрузий, прорывающих названные свиты

(1513 ± 51 млн лет [Веселовский и др., 2006, 2009]; 1503 ± 2 , 1483 ± 17 [Ernst et al., 2016a]), а нижняя граница – возрастом детритовых цирконов в основании самой древней свиты разреза – ильинской (1681 ± 28 млн лет, [Khudoley et al., 2015]).

Выше, мы предлагали рассматривать для нерсинского комплекса палеомагнитный полюс, полученный по четырем сайтам нерсинской интрузии р. Уда и по трем силлам р. Бирюса [Павлов и др., 2015]. Детальное сопоставление точек палеомагнитного и геохронологического опробования нерсинских интрузий р. Бирюса вынуждает нас еще раз обсудить методику расчета соответствующего полюса.

В работе [Метелкин и др., 2005] полюс был рассчитан по четырем силлам (силлы 1, 2, 3, 4) и двум дайкам. Направления намагниченности, выделяемые в этих телах, были близки, а для силла 3 был получен положительный тест контакта, что дало основание считать средний полюс по всем изученным интрузивным телам.

Дальнейшие исследования, как уже писалось выше, показали, что обе дайки и силл 2 имеют неопротерозойские изотопные возрасты, определенные Ar-Ar методом [Gladkochub et al., 2006]. Это утверждение могло бы объяснить отличие направления в силле 2 от таковых в остальных силлах, которое ранее Д.В. Метелкин объяснял возможным тектоническим поворотом силла. В то же время, мезопротерозойское U-Pb изотопное определение относится к силлу 3.

Таким образом, для расчета среднего направления в настоящее время корректно использовать данные по силлам 1, 3, 4 и по всем четырем обнажениям интрузий на р. Уда. В этом случае положительный тест контакта и надежный изотопный возраст (1641 ± 8 млн лет [Ernst et al., 2016b]) повышают качество данного палеомагнитного определения. В то же время, большое количество неопределенностей относительно обсуждаемого нерсинского полюса заставляет нас использовать его лишь в качестве «поддерживающего».

Рассчитанные по ильинской и бурдурской и лабазтахской и котуйканской свитам палеомагнитные полюсы ложатся в непосредственной близости от полюса карагасской серии, что отлично согласуется с имеющимися датировками и поддерживает надежность обсуждаемых выше полюсов. Учитывая, что нерсинский полюс однозначно моложе карагасского, а карагасский, видимо, близок по возрасту к полюсам осадочных пород Анабара, то можно сделать вывод о том, что возраст полюсов ильинской -бурдурской и лабазтахской-котуйканской свит находится в рамках ~ 1680 – 1640 млн лет.

В то же время нельзя не отметить, что палеомагнитные полюсы карагасской серии и нерсинского комплекса, при допущении их позднепалеопротерозойского возраста логично вписываются в совокупность позднепалеопротерозойских – раннемезопротерозойских полюсов Сибирской платформы.

Основываясь на сказанном выше, в данной работе мы принимаем позднепалеопротерозойский возраст карагасского (~1750–1640 млн лет) и нерсинского полюсов (1641 ± 8 млн лет).

Помимо полюсов, полученных по осадочным породам Анабарского поднятия, к возрастному интервалу 1700–1500 млн лет относятся, вероятно, палеомагнитные полюсы учурской серии Учуро-Майского района.

Эти определения получены по породам гонамской и омахтинской свит учурской серии с использованием современной методики [Веселовский и др., 2009]. В пользу надежности и первичности палеомагнитного направления для гонамской свиты, представляющей основание осадочного разреза, свидетельствует выдержанность направлений, положительный тест обращения и отличие полюса от более молодых полюсов Сибири. Палеомагнитный сигнал в породах вышележащей омахтинской свиты имеет крайне сложный компонентный состав и однозначно показать первичность той или иной компоненты на данный момент достаточно сложно. В работе Р.В. Веселовского и соавторов одно из направлений высокотемпературных компонент признано первичным на основании его выдержанности от обнажения к обнажению, согласованности с направлениями в гонамской свите и на основании отличия полученного полюса от более молодых полюсов для Сибири. Нельзя не отметить некоторую «слабость» полюсов гонамской и омахтинской свит. Они явно нуждаются в подтверждении новыми палеомагнитными данными, полученными по другим объектам (например, из других районов Сибирской платформы) аналогичного возраста.

Вопрос возраста пород гонамской и омахтинской свит Учуро-Майского района стоит достаточно остро. Результаты анализа детритовых цирконов из основания гонамской свиты показывают, что она накапливалась после 1717 ± 32 млн лет [Khudoley et al., 2001], а возраст интрузивного тела, прорывающего эти свиты определяется как 1339 ± 54 млн лет, что выступает в роли верхнего ограничения на время их накопления [Khudoley et al., 2015].

Р.В. Веселовский с соавторами приводят аргументы в пользу того, что породы гонамской и омахтинской свит Учурской серии сформировались несколько раньше осадочных пород Анабара [Веселовский и др., 2009]. Общая согласованность описанных полюсов между собой позволяет нам с некоторой долей осторожности, все же принять их к рассмотрению. При этом мы предлагаем их использовать лишь в качестве поддержки тренда кривой КМП, а не для построения ее модели. Отдельным аргументом в пользу использования приведенных выше полюсов стоит отметить их близость (после введения поправки за открытие Вилюйского рифта [Pavlov et al., 2008], см. Таблица 7) к полюсу, полученному для нерсинского комплекса интрузий, который мы описывали выше, а также к полюсам, полученным по гранитам улканского массива [Didenko et al., 2015].

Начало мезопротерозоя (~1600 млн лет назад) для Сибирской платформы в палеомагнитном плане маркируют полюсы, полученные по породам Куонамской крупной магматической провинции (~1500 млн лет) [Эрнст и др., 2016].

Полюсы для интрузивных пород Куонамской крупной магматической провинции уже неоднократно обсуждались в литературе [Веселовский и др., 2006; Wingate et al., 2009; Evans et al., 2016], где была показана их надежность. Палеомагнитные направления для первой фазы Уджинского магматизма, полученные нами в этой работе близки к направлениям, полученным для интрузий Анабара и Оленекского поднятия. Возрасты, определенные по уран-свинцовой системе для этих интрузий составляют 1503 ± 2 , 1483 ± 17 , 1473 ± 24 млн лет [Wingate et al., 2009; Ernst et al., 2016b].

Факт совпадения палеомагнитных направлений интрузий Анабара, Оленекского и Уджинского поднятий позволяет говорить о том, что формирование всех названных выше объектов происходило в рамках близковозрастных магматических событий, приведших к формированию Куонамской магматической провинции около 1500 млн лет назад. Возраст единичных цирконов из туфов унгуохтахской свиты также свидетельствует в пользу близких возрастов рассматриваемых объектов (см. раздел 1.5).

Имеющихся на настоящий момент данных недостаточно для того, чтобы говорить о том, выделялись ли какие-либо отдельные магматические пульсы или стадии внутри этого этапа. Представляется, что при текущей степени изученности нет смысла пытаться разделять по возрасту имеющиеся для этого этапа палеомагнитные полюсы, поэтому мы предлагаем использовать для Сибири для времени ~1470–1500 млн лет палеомагнитный полюс, рассчитанный как средний по всем полюсам, полученным по объектам Куонамской магматической провинции (Таблица 7).

Более молодые палеомагнитные определения относительно Куонамского полюса получены по осадочным породам уджинской свиты. Вопрос об их точном возрасте остается открытым. На настоящий момент мы можем достоверно лишь ограничить их возраст рамками 1500–1385 млн лет, где 1500 млн лет – возраст подстилающих пород унгуохтахской свиты, а возраст 1385 млн лет – возраст Большой Уджинской дайки, секущей породы уджинской свиты.

Следующий палеомагнитный полюс, отвечающий временному отрезку 1500–1385 млн лет, получены в этой работе по магматическим телам второй фазы Уджинского магматизма с возрастом 1385 млн лет. Он хорошо согласуется с более древними полюсами и получен по четырем интрузивным телам (три тела с Уджинского поднятия и одно с Анабарского), два из которых имеют изотопные возрасты 1386 ± 30 и 1384 ± 2 млн лет, определенные по U-Pb системе по апатиту и бадделеиту, соответственно [Ernst et al., 2000; Malyshev et al., 2018]. Приведенный полюс имеет качественную временную привязку, но, в силу малого числа независимых

определений (магматических тел), использованных для его расчета, вряд ли полностью усредняет в себе вековые геомагнитные вариации, т.е., по сути, является лишь виртуальным. К сожалению, для данного временного интервала, приводимый нами полюс является единственным, удовлетворяющий современным критериям надежности, поэтому мы будем использовать его в наших построениях.

Для времени после 1385 млн лет, к сожалению, практически отсутствуют палеомагнитные данные на временной промежутке ~200 млн лет. И после «уджинских» полюсов следуют полюсы тотгинской, а затем, малгинской свит керпыльской серии. Полюс малгинской свиты, полученный по породам стратотипических обнажений Учуро-Майского района, является одним из немногих имеющихся мезопротерозойских полюсов Сибири, в достоверности которого сложно сомневаться. Положительные результаты тестов палеомагнитной надежности свидетельствуют также о качестве полюса тотгинской свиты [Павлов, 1994].

В опробованных обнажениях тотгинская свита стратиграфически постепенно переходит в малгинскую и нет оснований считать, что времена их накопления разделены хоть сколько-нибудь значимым временным интервалом. Согласно геохронологическим определениям, возраст самого молодого зерна из детритовых цирконов основания тотгинской свиты составляет 1120 ± 17 млн лет, что является нижним ограничением на возраст накопления этой толщи [Khudoley et al., 2015].

Согласно [Семихатов, Серебряков, 1983] с нижней частью тотгинской свиты соотносится т.н. кондерская свита. Однако существует также мнение, согласно которому породы кондерской свиты имеют более древний возраст и соотносятся с эннинской свитой учурской серии [Нужнов, 1967; Потапов и др., 1974]. В результате проведенных палеомагнитных исследований для пород кондерской свиты были получены направления, первичность которых поддерживается полевыми тестами надежности [Веселовский и др., 2009]. По итогам этих исследований была отмечена согласованность полученного направления с направлениями в гонамской и омахтинской свитах Учурской серии, что может поддерживать гипотезу об одновозрастности эннинской (перекрывающей омахтинскую) и кондерской свит, но не является строгим доказательством такой корреляции. С другой стороны, тотгинский возраст для кондерской свиты также не может быть исключен. Как бы то ни было, на данный момент направление кондерской свиты, в виду неоднозначности ее стратиграфической позиции использовать для построения ТКМП невозможно.

Возраст средней части малгинской свиты керпыльской серии, определенный по Rb-Rb системе составляет 1043 ± 14 млн лет [Ovchinnikova et al., 2001]. Полюс малгинской свиты поддерживается положительными тестами галек, складки и обращения, а также выдержанностью направлений намагниченность в различных обнажениях [Gallet et al., 2000]. Сверх того, он согласуется с палеомагнитными определениями, полученными по близким по возрасту свитам

линок (Туруханское поднятие) [Pavlov et al., 2019] и карточка (Енисейский кряж) [Gallet et al., 2012].

При этом, если полюсы малгинской свиты и свиты линок мы применяем для построения ТКМП Сибири, то полюс для свиты карточка нами не будет использоваться, вследствие того, что он получен для блока, испытавшего вращение относительно платформы [Gallet et al., 2012] и мы не можем точно определить угол этого вращения.

Венчают керпыльскую серию Учуро-Майского района преимущественно карбонатные отложения ципандинской свиты. Возраст пород ципандинской свиты близок к возрасту пород свиты карточка и определен достаточно уверенно. Так еще во второй половине XX века было показано, что породы ципандинской свиты (подстилающей лахандинскую серию) имеют возраст 980 млн лет (Pb-Pb, изохрона) [Герлинг, Искандерова, 1976]. Более современная оценка возраста получена аналогичным методом по ее предполагаемому стратиграфическому аналогу – сухотунгусинской свите Туруханского поднятия 1035 ± 60 млн лет [Ovchinnikova et al., 1995]. Полюс сухотунгусинской свиты уверенно согласуется с близковозрастными полюсами малгинской свиты, свит линок и карточка, однако определен всего по 14 образцам из одного обнажения [Pavlov, Gallet, 2010]. Поэтому в нашей работе мы его рассматриваем исключительно в качестве «поддерживающего».

Стратиграфически выше керпыльской серии Учуро-Майского района залегает лахандинская, по карбонатным породам которой также получены палеомагнитные данные [Pavlov et al., 2000]. В составе этой серии выделяются нерюенская (более древняя) и игниканская (более молодая) свиты. Соответствующие полюсы удовлетворяют всем критериям надежности Van der Voo и их можно рассматривать как довольно хорошо обоснованные, наряду с полюсом малгинской свиты.

Возраст лахандинской серии определен достаточно уверенно. Снизу он ограничен возрастом подстилающей ципандинской свиты (~ 1035 млн лет [Ovchinnikova et al., 1995]). Возраст нижней части лахандинской серии (центральная часть нерюенской свиты) определяется как 1025 ± 40 млн лет [Семихатов и др., 2000]. Возраст базитовых силлов, секущих всю рифейскую толщу Учуро-Майского района до кандыкской свиты включительно, определенный по бадделеиту составляет 974 ± 7 и 1005 ± 4 млн лет [Rainbird et al., 1998]. Возраст этих же силлов определенный по изохроне Sm-Nd составляет 942 ± 19 млн лет [Павлов и др., 2002], что, с учетом особенностей Sm-Nd метода, согласуется с уран-свинцовыми датировками. Таким образом, можно определить верхний возрастной предел лахандинской серии.

Совокупность приведенных выше геохронологических данных позволяет ограничить возраст лахандинской серии Учуро-Майского региона возрастным интервалом 1030–1000 млн лет.

Возрастным аналогом осадочных толщ керпыльской, лахандинской и уйской серий Учуро-Майского поднятия считаются рифейские осадочные породы Туруханского поднятия [Семихатов, Серебряков, 1983]. Так, как уже отмечалось выше, свита линок Туруханского поднятия практически одновозрастна малгинской свите Учуро-Майского района [Семихатов, Серебряков, 1983]. На свите линок залегает сухотунгусинская свита, сопоставляемая с ципандинской свитой керпыльской серии. Сухотунгусинскую свиту, с несогласием перекрывают терригенно-карбонатная деревнинская и карбонатная буровая свиты, которые рассматриваются как возрастной аналог лахандинской серии Учуро-майского поднятия. Новые U-Pb геохронологические данные по цирконам вулканомиктовых пород, обнаруженным в составе верхней части свиты буровой [Летникова и др., 2019] определяют возраст этой свиты ~960 млн лет.

Венчают верхнерифескую часть разреза Туруханского поднятия шорихинская, мироедихская и туруханская свиты. Возраст туруханской свиты комплексом K-Ar и Rb-Sr геохронологических методов и методами хемотратиграфической корреляции (по углероду и стронцию) оценивается как древнее 850–900 млн лет [см. обсуждение в Pavlov et al., 2019].

Палеомагнитные определения, полученные за последнее время по деревнинской и туруханской свитам [Pavlov et al., 2019], отвечают всем критериям надежности и поддерживаются полевыми тестами, что позволяет нам использовать их при дальнейших построениях ТКМП. Более того, палеомагнитные полюсы для этих свит после введения поправки за открытие Виллюйского рифта [Pavlov et al., 2008] отлично согласуются с близкими по возрасту палеомагнитными определениями по Учуро-Майским породам.

Для возрастного интервала 1000–950 млн лет Сибирской платформы на данный момент существует также надежное палеомагнитное определение, полученное по кандыкским силлам Учуро-Майского района. Как уже отмечалось выше, эти силлы прорывают почти всю рифейскую толщу Учуро-Майского района и залегают в нижней части терригенной кандыкской свиты. Их возраст определяется как ~950–1005 млн лет [Rainbird et al., 1998; Павлов и др., 2002]. Степень качества палеомагнитного полюса для кандыкских силлов неоднократно обсуждалась в литературе [см. например, Павлов и др., 2002]. О его надежности свидетельствуют положительные тесты контакта и складки, выдержанность палеомагнитных направлений и отличие от более молодых полюсов Сибирской платформы. Несомненно, данный полюс можно считать надежным, однако для того, чтобы его считать ключевым [Buchan, 2013] – необходимо более точно определить возраст кандыкских интрузий.

Совокупность обсужденных выше палеомагнитных полюсов, использованных для построения мезопротерозойского сегмента ТКМП Сибирской платформы приведена в таблице 7 и рисунке 26.

Таблица 7. Мезопротерозойские палеомагнитные полюсы Сибирской платформы, использованные для построения ТКМП.

| <i>Объект</i> | <i>№п.п</i> | <i>Возраст (млн лет)</i> | <i>Сплайн- возраст</i> | <i>Plat (°N)</i> | <i>Plong (°E)</i> | <i>A95 (°)</i> | <i>Q</i> | <i>Ссылки</i> |
|--|-------------|------------------------------|----------------------------|----------------------|-----------------------|--------------------|----------|---|
| Дайки Чайского комплекса | 1 | 1752±3 | | -42 | 97 | 9 | 5 | Водовозов и др., 2007 |
| Граниты, Ангаро-Канского выступа | 2 | 1734±5 | 1752 | -43 | 110 | 5 | 5 | Didenko et al., 2009 |
| Элгетейская свита, Улканский массив (ал)* | 3 | 1732±4 | | -18 (-7) | 25 (4) | 13 | 5 | Didenko et al., 2015 |
| Граниты, Улканский массив (ал) | 4 | 1719±10 | 1680 | -48 (-42) | 102 (69) | 4 | 5 | Didenko et al., 2015 |
| Гонамская свита (ал) | 5 | 1700-<II-B | | -34 (-32) | 124 (94) | 6 | 6 | Веселовский и др., 2009 |
| Омахтинская свита (ал) | 6 | 1700-<II-B | | -28 (-24) | 113 (85) | 4 | 5 | Веселовский и др., 2009 |
| Ильинская-Бурдурская свиты | 7 | 1680-1640 | 1680 | -4 | 120 | 9 | 3 | Evans et al., 2016 |
| Лабзтахская-котуйканская свиты | 8 | <«7» - 1640 | 1670 | 0 | 94 | 5 | 5 | Evans et al., 2016 |
| Карагасская серия | 9 | 1757-1640 | 1675 | -7 | 108 | 6 | 5 | Павлов и др., 2015 Метелкин и др., 2010 |
| Нерсинские интрузии | 10 | 1641±8 | | -33 | 120 | 11 | 6 | Метелкин и др., 2005; Evans et al., 2016 Павлов и др., 2015 |
| Интрузии Западного Анабара | 11 | 1503±2 | | -25 | 61 | 5 | 6 | Evans et al., 2016 |
| Интрузии Северного Анабара | 12 | 1483±17 | | -24 | 75 | 8 | 6 | Evans et al., 2016 |
| Силл р. Сололи | 13 | 1473±24 | | -34 | 73 | 10 | 6 | Wingate et al., 2009 |
| Унгуохтахская свита | 14 | ~1500 | | -27 | 75 | 3 | 6 | Эта работа |
| I-этап Уджинского магматизма | 15 | ~1500 | | -34 | 84 | 11 | 6 | Эта работа |
| Мезопротерозойские интрузии севера Сибири | 16 | ~1500 | 1500 | -30 | 73 | 8 | 7 | Эта работа |
| Уджинская свита | 17 | 1500-1385 | 1400 | -8 | 67 | 3 | 6 | Эта работа |
| II-фаза Уджинского магматизма | 18 | ≈1385 | 1385 | -7 | 87 | 9 | 6 | Эта работа |
| Кондерская свита (ал) | 19 | =«20»? <«6»? | | -6 (-2) | 109 (86) | 7 | 5 | Веселовский и др., 2009 |
| Тотгинская свита (ал) | 20 | <1120 | 1100 | 13 (21) | 85 (65) | 9 | 6 | Павлов, 1994 |
| Малгинская свита (ал) | 21 | 1043±14 | 1042 | 15 (24) | 74 (54) | 1 | 7 | Gallet et al., 2000 |
| Линок свита, нижняя часть | 22 | =«21» | 1045 | 14 | 81 | 4 | 6 | Pavlov et al., 2019 |

| | | | | | | | | |
|-----------------------------------|----|------------|------|------------|-------------|----|---|--|
| Линок свита, верхняя часть | 23 | =«21» | 1035 | 13 | 63 | 6 | 6 | Pavlov et al., 2019 |
| Карточка свита | 24 | =«22, 23» | | 18 | 39 | 1 | 5 | Gallet et al., 2012 |
| Ципандинская свита (ал) | 25 | «21>25>23» | | 13 (23) | 64 (44) | 9 | 5 | Pavlov et al., 2010 |
| Сухотунгусинская свита | 26 | 1035±60 | | -2 | 46 | 15 | 5 | Павлов и др., 2015 |
| Лахандинская серия (ал) | 27 | 1030-1000 | 1010 | 2 (14) | 45 (23) | 11 | 5 | Павлов и др., 2015 |
| Деревнинская свита | 28 | =«25» | 1000 | -5 | 31 | 8 | 5 | Pavlov et al., 2019 |
| Буровая свита | 29 | <= 960 | 960 | -5 | 28 | 3 | 5 | Pavlov et al., 2019 Летникова и др., 2019 |
| Кандыкские силлы (ал) | 30 | 942±19 | 942 | -8 (3) | 19 (357) | 4 | 6 | Павлов и др., 2002 |
| Туруханская свита | 31 | >850 | 900 | -7 | 18 | 3 | 6 | Pavlov et al., 2019 |

Примечание: (ал) – полюс получен по породам Алданского блока. Цифры в скобках – координаты полюсов БЕЗ поправки за раскрытие Вилюйского рифта. Цифры без скобок – координаты полюсов с введенной поправкой. Обозначения в кавычках – порядковые номера соответствующих полюсов. Plat/Plong – палеоширота/палеодолгота палеомагнитного полюса. A95 – овал доверия полюса. Сплайн-возраст – возраст (млн лет) установленный для палеомагнитного полюса для расчета сплайн-модели. Все полюсы рассчитаны относительно Ангаро-Анабарского блока. Координаты полюса Эйлера: Plat=62°; Plong=117°; угол поворота 25° (против часовой стрелки) [Pavlov et al., 2008]. * - Полюс элгетейской свиты в дальнейших построениях не учитывается. Жирным шрифтом и цветом выделены основные палеомагнитные полюсы, не выделены – поддерживающие.

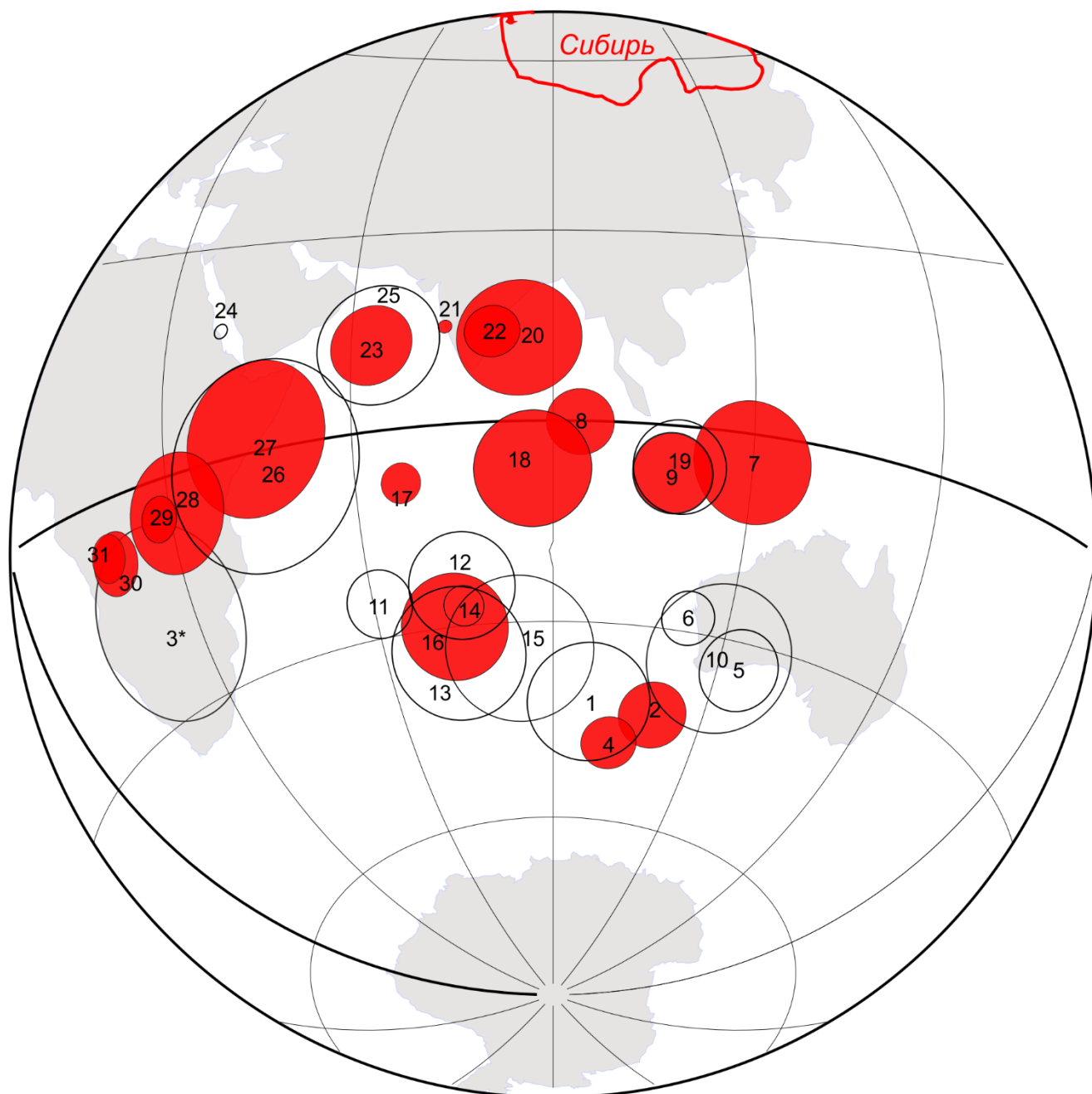


Рисунок 26. Мезопротерозойские палеомагнитные полюсы Сибирской платформы, приведенные к системе координат Ангаро-Анабарского блока [Pavlov, Bachtadse, Mikhailov, 2008]. Полюсы представлены в виде их овалов доверия. Красные круги – овалы доверия основных полюсов, используемых в дальнейших построениях. Незалитые круги – поддерживающие палеомагнитные полюсы. 3* - полюс элгетейской свиты далее не используется. Расшифровку номеров полюсов см в таблице 7.

1.2.2 Построение ТКМП Сибирской платформы

Для адекватного построения ТКМП Сибирской платформы на основе предложенной выборки полюсов необходимо определиться с полярностью палеомагнитных направлений. Еще в первых работах, в которых сопоставлялись ТКМП Сибири и Лаврентии, поднимался вопрос выбора полярности для палеомагнитных направлений обоих кратонов [Храмов и др., 1982;

Родионов, 1984; Павлов, Галле, 1999; Метелкин и др., 2005а; Метелкин и др., 2007; Smethurst et al., 1998; Gallet et al., 2000 и другие работы].

Общий подход к выбору полярности палеомагнитных направлений состоит в использовании принципа минимизации перемещений соответствующих палеомагнитных полюсов. Иначе сказать – из двух возможных антиподальных положений полюса, в качестве северного выбирается то, которое ближе к наиболее близкому по возрасту надежно установленному полюсу. Для Сибири в качестве «якоря» для докембрийских полюсов выбирается надежно установленный начальный интервал фанерозойского сегмента ТКМП.

Важно отметить, что поскольку в последовательности имеющихся сибирских докембрийских палеомагнитных полюсов присутствуют значительные перерывы (наиболее длительный из которых – позднерифейский-ранневендский – соответствует интервалу времени не менее 300-350 млн лет), вопрос о выборе полярности позднепротерозойских направлений Сибири в настоящее время не может считаться окончательно разрешенным.

До начала 2000-х годов наиболее убедительной и аргументированной опцией полярности представлялась та, которая принималась, в частности, в работе Сметарса с соавторами [Smethurst, et al., 1998] и предполагала нахождение сибирских докембрийских полюсов в Тихом океане. Однако, в течение последующих лет были получены новые данные [Shatsillo, Didenko, Pavlov, 2005; Shatsillo, Pavlov, 2006; Павлов и др., 2015], которые поддерживают скорее «индоокеанский» позднерифейский – ранневендский тренд, чем «тихоокеанский».

В свете этих данных на настоящий момент представляется более вероятным, что сибирские позднепротерозойские палеомагнитные направления с южными и восточными склонениями отвечают прямой полярности геомагнитного поля, а направления с западными и северными склонениями соответствуют его обратной полярности. Соответственно, в настоящей работе мы принимаем «индоокеанскую» опцию полярности докембрийских полюсов Сибирской платформы (Рисунок 26). Подчеркнем, еще раз, что этот выбор полярности не следует рассматривать как безусловный и окончательно доказанный.

Большая часть Сибирской платформы может быть отнесена к двум блокам –Алданскому и Ангаро-Анабарскому, которые в девонский период испытали вращение друг относительно друга [Pavlov et al., 2008]. В связи с этим, перед нами возникает вопрос – следует ли использовать для построения кривой КМП Сибирской платформы палеомагнитные данные, полученные по обоим этим блокам, или по одному из них?

Мы можем использовать палеомагнитные данные, полученные по обоим блокам, с учетом их вращения в девоне друг относительно друга примерно на 25° вокруг полюса Эйлера: $Plat=62^\circ$; $Plong=117^\circ$ [Pavlov et al., 2008]. В этом случае, у нас получается статистически наполненная

кривая (используется 18 полюсов), однако возникает систематическая ошибка за счет неточности определения параметров относительного вращения блоков.

С другой стороны, для построения мезопротерозойского сегмента ТКМП мы можем использовать палеомагнитные данные, полученные только по Ангаро-Анабарскому блоку, поскольку они гораздо лучше, по сравнению с данными по Алданскому блоку, заполняют все временные интервалы ТКМП и, соответственно, гораздо точнее ее описывают. Однако, в таком случае, для построения кривой мы будем вынуждены использовать несколько меньше полюсов, чем в первом варианте (13 палеомагнитных полюсов против 18 в первом варианте).

Принимая во внимание все достоинства и недостатки обоих приведенных выше вариантов, мы предлагаем построить 2 варианта ТКМП – один, основывающийся только на данных, полученных по Ангаро-Анабарскому блоку и второй – синтетический – с учетом данных, полученных и по Алданскому блоку (приводя Алданский блок к системе координат Анабарского).

Ангаро-Анабарский блок

Кривая, построенная на основе палеомагнитных определений, выполненных для *Ангаро-Анабарского* блока (Рисунок 27 а), начинается от полюсов, полученных по гранитам Ангаро-Канского выступа (1734 ± 5 млн лет). Напомним, что надежность этих полюсов поддерживается их согласованностью, несмотря на принадлежность к разным тектоническим блокам и тестами палеомагнитной надежности [Didenko et al., 2015]. В качестве поддерживающего полюса для этого временного интервала выступает виртуальный полюсом по Чайскому интрузивному комплексу (1752 ± 3 млн лет) [Водовозов и др., 2007; Гладкочуб и др., 2010].

От этих полюсов кривая следует на север к полюсу, полученному по породам ильинской и бурдурской свит Анабарского поднятия [Веселовский и др., 2009; Павлов и др., 2015]. Далее кривая миграции полюса продолжается на запад, в область палеомагнитных полюсов карагасской серии Присяянья [Метелкин и др., 2010; Павлов и др., 2015] и лабзтахской и котуйканской свит Анабарского поднятия [Веселовский и др., 2009; Evans et al., 2016]. Этот участок кривой можно считать достаточно надежным, поскольку приведенные палеомагнитные определения получены с использованием современных методов и удовлетворяют большинству критериев надежности.

Далее кривая через полюс нерсинских интрузий (~1640 млн лет) [Павлов, Шаццлло, Петров, 2015] следует на юго-запад, в область полюсов Куонамской магматической провинции (~1500 млн лет). При этом, еще раз обратим внимание на то, что закономерное расположение полюсов карагасской серии (1757–1640 млн лет) и нерсинских интрузий (1640 млн лет) в области позднепалеопротерозойских полюсов Сибирской платформы, между полюсом гранитов Ангаро-

Канского выступа (1735 млн лет) и полюсом осадочных пород Анабарского поднятия (1690–1500 млн лет), подтверждает скорее палеопротерозойский возраст пород нерсинского комплекса. Однако, использование предлагаемого нерсинского полюса существенно усложняет форму ТКМП, что, с учетом неоднозначности возрастных определений для нерсинских интрузий указывает на необходимость крайне аккуратного его использования или же использования нерсинского полюса в лишь в качестве поддерживающего южный тренд ТКМП.

Далее кривая, следуя через полюсы Куонамской магматической провинции (~1500 млн лет) и уджинской свиты (1500–1385 млн лет) севера Сибирской платформы к полюсу второго этапа уджинского магматизма (1385 млн лет), образует крупную правостороннюю петлю, которая в районе полюса второго этапа Уджинского магматизма практически замыкается [Evans et al., 2016]. На текущий момент получившаяся правосторонняя петля образована четырьмя надежными полюсами, два из которых имеют надежно определенный возраст (полюс ~1500 млн лет для интрузий Куонамской магматической провинции и виртуальный полюс ~1385 млн лет для интрузий севера Сибирской платформы). Возраст полюсов лабазстахской – котуйканской и уджинской свит жестко ограничен возрастом прорывающих интрузий и данными по детритовым цирконам (1680–1640 млн лет и 1500–1385 млн лет, соответственно). Таким образом, можно сказать, что реальность существования обсуждаемой петли на временном интервале ~1700–1385 млн лет не вызывает сомнений.

После ~1385 млн лет ТКМП Сибирской платформы перемещается на север, следуя с разворотом против часовой стрелки через полюсы для нижней и верхней подсвит свиты линок, и далее, в юго-западном направлении образует прямую, которая проходя через полюсы, полученные по осадочному разрезу Туруханского поднятия заканчивается на полюсе для неопротерозойской туруханской свиты, возраст которой оценивается в интервале 960–850 млн лет.

Таким образом, «Ангаро-Анабарская» кривая кажущейся миграции полюса, построенная для временного отрезка ~1750 —~900 млн лет имеет достаточно сложную форму (Рисунок 27 а). На этом временном промежутке полюс сначала перемещался из южных широт центральной части Индийского океана (в современных координатах), через западную оконечность Австралии на север. Достигнув экваториальных широт полюс перемещается в центральную часть Индийского океана, где, образует крупную правостороннюю петлю, возвращается снова в приэкваториальные широты севера океана. Затем, полюс с поворотом против часовой стрелки, через п-в Индостан, очерчивает прямую линию, и перемещается в южные приэкваториальные широты центральной Африки.

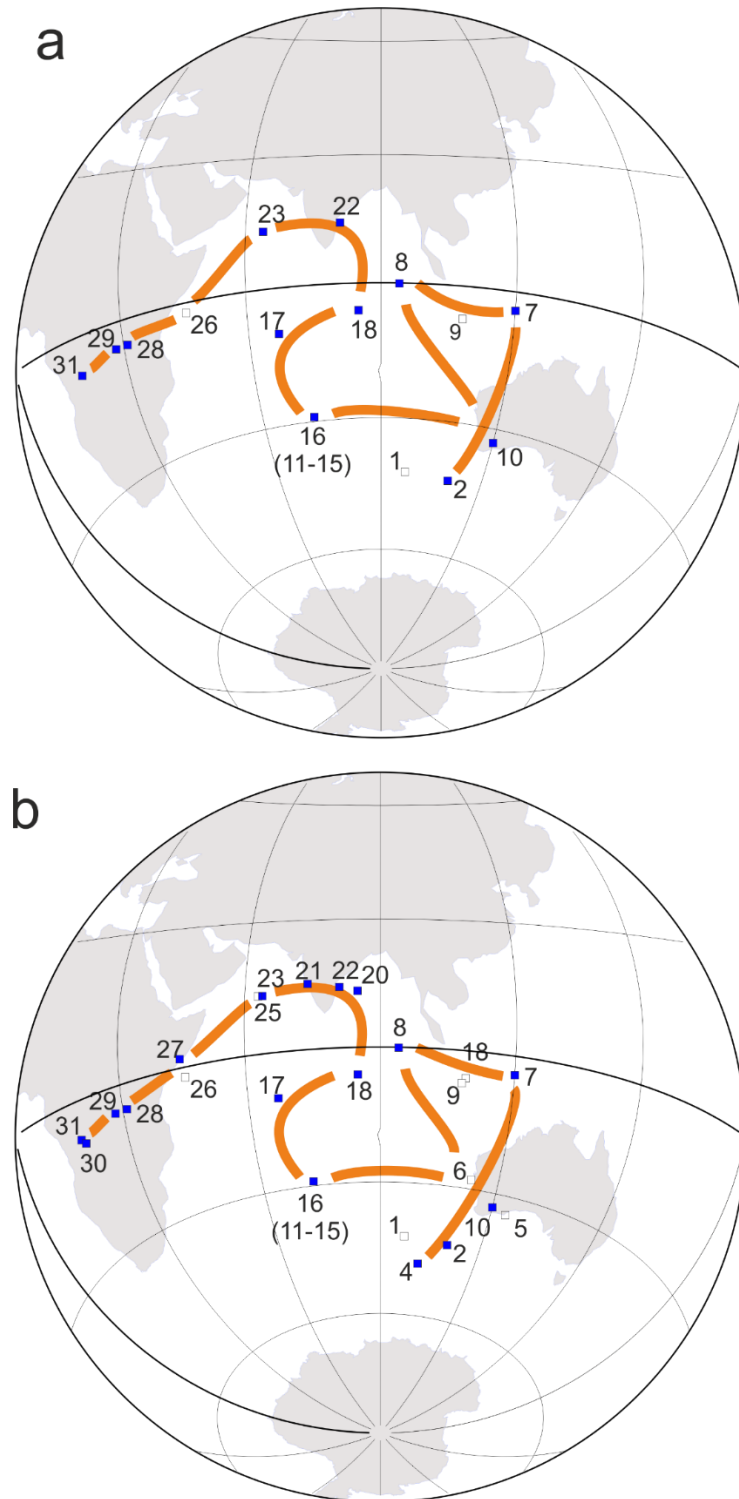


Рисунок 27. ТКМП Сибирской платформы, построенная на основе палеомагнитных данных (Таблица 7), полученных по породам: (а) - только Ангаро-Анабарского блока, (b) – по породам Ангаро-Анабарского и Алданского блоков. Обозначения полюсов см. в таблице 7. Основные полюсы, используемые в построении кривой показаны синими квадратами. Незалитые квадраты – полюсы, поддерживающие предложенную кривую. Полюсы 3 и 24 (Таблица 7) в построении кривой не участвуют.

Синтетическая ТКМП, Ангаро-Анабарский и Алданский блоки

Объединив палеомагнитные определения по Алданскому и Ангаро-Анабарскому блокам мы получаем кривую, отображающую мезопротерозойский сегмент ТКМП Сибирской платформы, которая показана на рисунке 27 б.

Кривая начинается в районе 40-х широт юго-восточной части Индийского океана. Практическое совпадение полюсов, полученных для близковозрастных интрузий Алданского и Ангаро-Анабарского блоков позволяет уверенно говорить о прохождении ТКМП на момент времени 1750–1720 млн лет именно через эту область.

Далее кривая, следуя через полюсы гонамской и омахтинской свит и нерсинских интрузий, перемещается на север к полюсам рифейских осадочных пород Анабара и карагасской серии Присяянья. Затем через полюс Нерсинских интрузий кривая возвращается в приэкваториальные широты к полюсу лабазтахской и котуйканской свит Анабара. На этом завершается сегмент, отвечающий временному промежутку 1750–1600 млн лет. Отметим, что рядом с полюсом ильинской и бурдурской свит Анабарского поднятия располагается полюс кондерской свиты (Рисунок 26). Его близость к палеопротерозойской части ТКМП возвращает нас еще раз к дискуссии о возрасте кондерских отложений, и, вслед за [Веселовский и др., 2009] позволяет говорить, скорее об их эннинском возрасте, чем о тоттинском.

Далее кривая, разворачиваясь на юго-запад, проходит через полюс лабазтахской и котуйканской свит Анабара и формирует крупную левостороннюю петлю, включающую полюс ~1500 млн лет, полученный по большому количеству интрузивных тел Куонамской магматической провинции, полюс уджинской свиты и полюс 2-й фазы Уджинского магматизма (~1385 млн лет). На этом петля ТКМП Сибирской платформы, отвечающая временному интервалу 1600–1380 млн лет, завершается.

Полюс ~1385 млн лет находится относительно недалеко от полюса тоттинской свиты (~1100 млн лет), что, в отсутствие промежуточных надежных полюсов для этого времени, позволяет нам подвести синтетическую кривую к группе надежных позднемезопротерозойских полюсов Сибири.

Далее кривая с разворотом против часовой стрелки направляется в район южных приэкваториальных широт Африки практически по прямой линии через серию полюсов осадочных пород Учуро-Майского и Туруханского поднятий временного интервала 1100-950 млн лет. Неопротерозойский сегмент предлагаемой нами синтетической ТКМП (для промежутка 1100–900 млн лет) заканчивается полюсами кандыкских силлов (~940 млн лет) и туруханской свиты (850–900 млн лет), которые, относясь к породам разных блоков Сибирской платформы,

практически полностью совпадают друг с другом (после введения поправки за открытие Виллойского рифта), что еще раз свидетельствует об их надежности.

Сплайн-модели

Сплайн-модели, описывающие кажущуюся миграцию полюса, представляют собой кривые, построенные на основании палеомагнитных полюсов и отражающие генеральные закономерности их перемещения. Сплайн-модели есть ни что иное, как наглядное выражение кажущейся миграции полюса. Они основываются на интерполяции данных, в результате которой, с одной стороны, можно сгладить влияние малозначимых и несущественных данных, с другой стороны, можно потерять некоторые мелкомасштабные (но, возможно, важные) особенности ТКМП. Отдельно отметим, что сплайн-модели не несут никакой новой информации, а лишь являются удобным способом генерализации имеющихся палеомагнитных данных.

В палеомагнитной практике использовались различные методы построения сплайнов для кривых КМП. В настоящей работе мы выбираем метод, реализованный в программе GMAP [Torsvik, Smethurst, 1999] на основе алгоритма, предложенного в работе [Jupp, Kent, 1987].

При построении сплайн-кривых используются три основных параметра:

- степень сглаживания (smoothing) (1-10000) – чем выше степень сглаживания, тем более генерализованной будет кривая, и тем меньше на ней будет мелкомасштабных особенностей;
- path resolution – отвечает за количество итоговых точек кривой и за «шаг» сплайна по времени. Чем больше значение этого параметра, тем более ломанной будет итоговая кривая;
- path precision – чем меньше значение этого параметра, тем точнее итоговый сплайн будет «привязан» к полюсам, на основании которых строится кривая.

Помимо описанных выше параметров есть выбор, на основании какого параметра оценивать «вес» полюса – на основании его доверительного интервала (A95) или на основании параметра «Q».

На рисунке 28 приведены сплайны, построенные при постоянных значениях параметров path resolution и path precision (30 и 5, соответственно), но при различных сглаживающих факторах (200, 1000, 5000, 10000) и при различных «весовых» параметрах (A95, Q и без «взвешивания»). Шаг сплайна нами выбран 30 млн лет, поскольку при имеющейся точности определения возраста мезопротерозойских полюсов Сибири и их количестве более высокая детальность явно избыточна и приведет к появлению на итоговой кривой особенностей, которые никак не следуют из фактически имеющихся данных.

Величина шага более 30 млн лет напротив, сильно генерализует сплайн, нивелируя реально существующие особенности (например, петли) и делая кривую избыточно угловатой.

Значение параметра path precision слабо влияет на форму итоговой кривой, поэтому мы произвольно выбрали его равным 5.

Из приведенных рисунков видно, что, во-первых, приведенное количество точек для каждой кривой (шаг между каждым отдельным полюсом 30 млн лет) достаточно полно описывает ее сложную форму (Рисунок 28). А во-вторых, степень точности нас целиком устраивает, ибо кривые проходят достаточно близко к «ключевым» палеомагнитным полюсам.

Для определения подходящей степени сглаживания необходимо определиться с желаемой формой кривой. Основное требование к ней состоит в том, чтобы кривая максимально ярко отражала петлю для интервала 1700–1380 млн лет, но при этом не сглаживались соседние петли. Построенные нами модели, независимо от «весового» параметра поделились на две группы. Форма первой группы сплайнов на участке 1700–1500 млн лет контролируется только полюсом нерсинских интрузий, в то время как для второй группы участок кривой для этого времени носит более плавный и обобщенный характер. Нам представляется, что крупные петли ТКМП должны быть подтверждены более чем одним палеомагнитным полюсом, что вкупе с неоднозначностью геохронологического определения нерсинских интрузий позволяет нам рассматривать в качестве рабочих модели сплайнов второй группы.

К второй группе сплайнов относятся модели, построенные при использовании весового параметра A95, и с сглаживающим фактором 2000-10000. В независимости от степени сглаживания, формы предлагаемых моделей не сильно отличаются друг от друга и каких-либо критических различий между сплайнами нет. Как мы уже отмечали выше, при более высокой степени сглаживания нивелируются различные малоамплитудные особенности кривых, поэтому для построения модели сплайна мезопротерозойского сегмента ТКМП Сибирской платформы мы выбираем следующие оптимальные, на наш взгляд, параметры – 2000, 30, 5, A95 (Рисунок 29, Таблица 8).

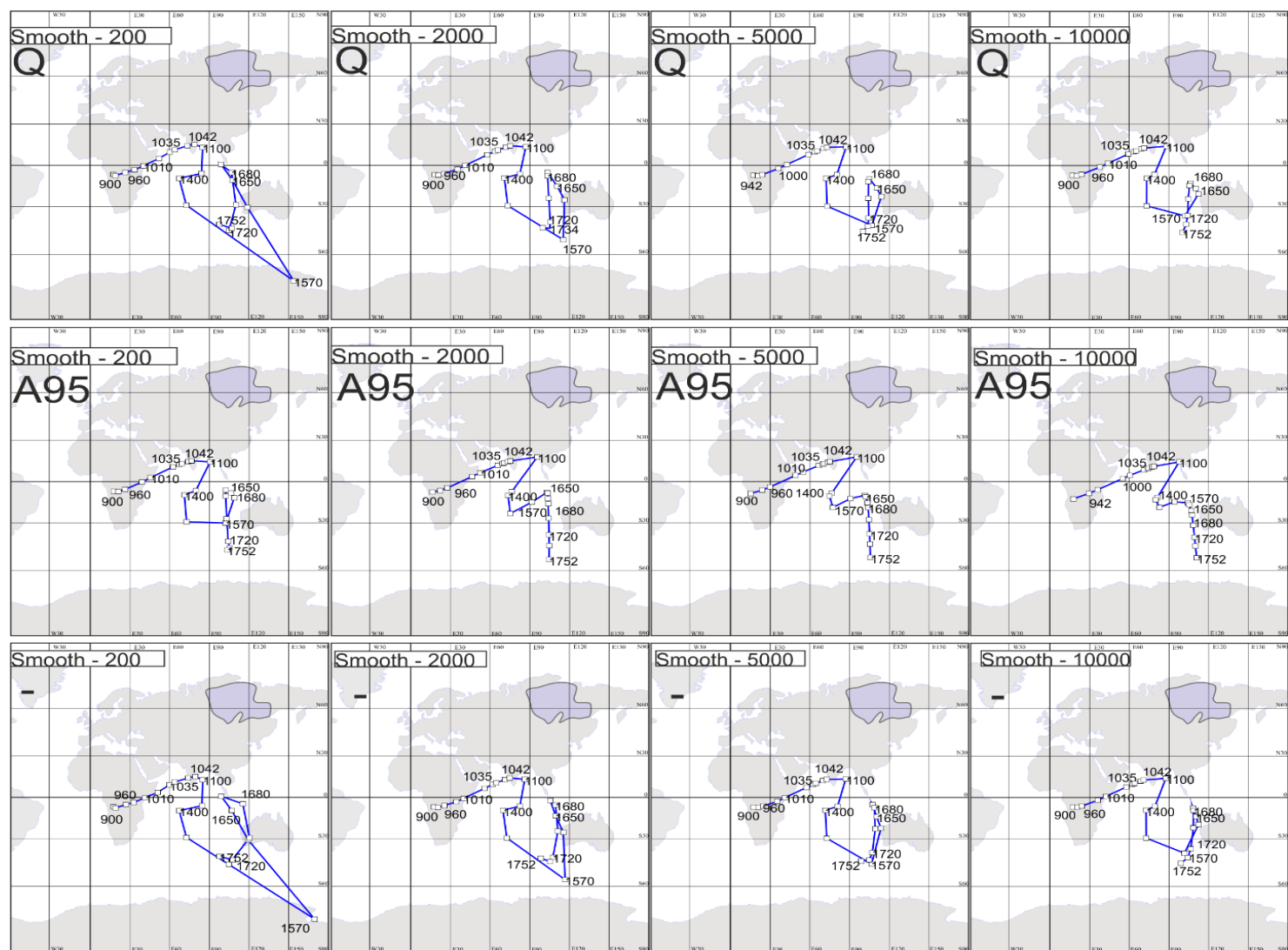


Рисунок 28. Слайн-модели мезопротерозойского сегмента ТКМП Сибирской платформы для разных параметров сглаживания (smooth) с разными «весовыми» параметрами. Первая группа моделей – «весовой» параметр Q; вторая группа – параметр A95 и третья группа – без «взвешивания». Параметры окна сглаживания постоянны (30, 5). ~1100 – примерный возраст в млн лет.

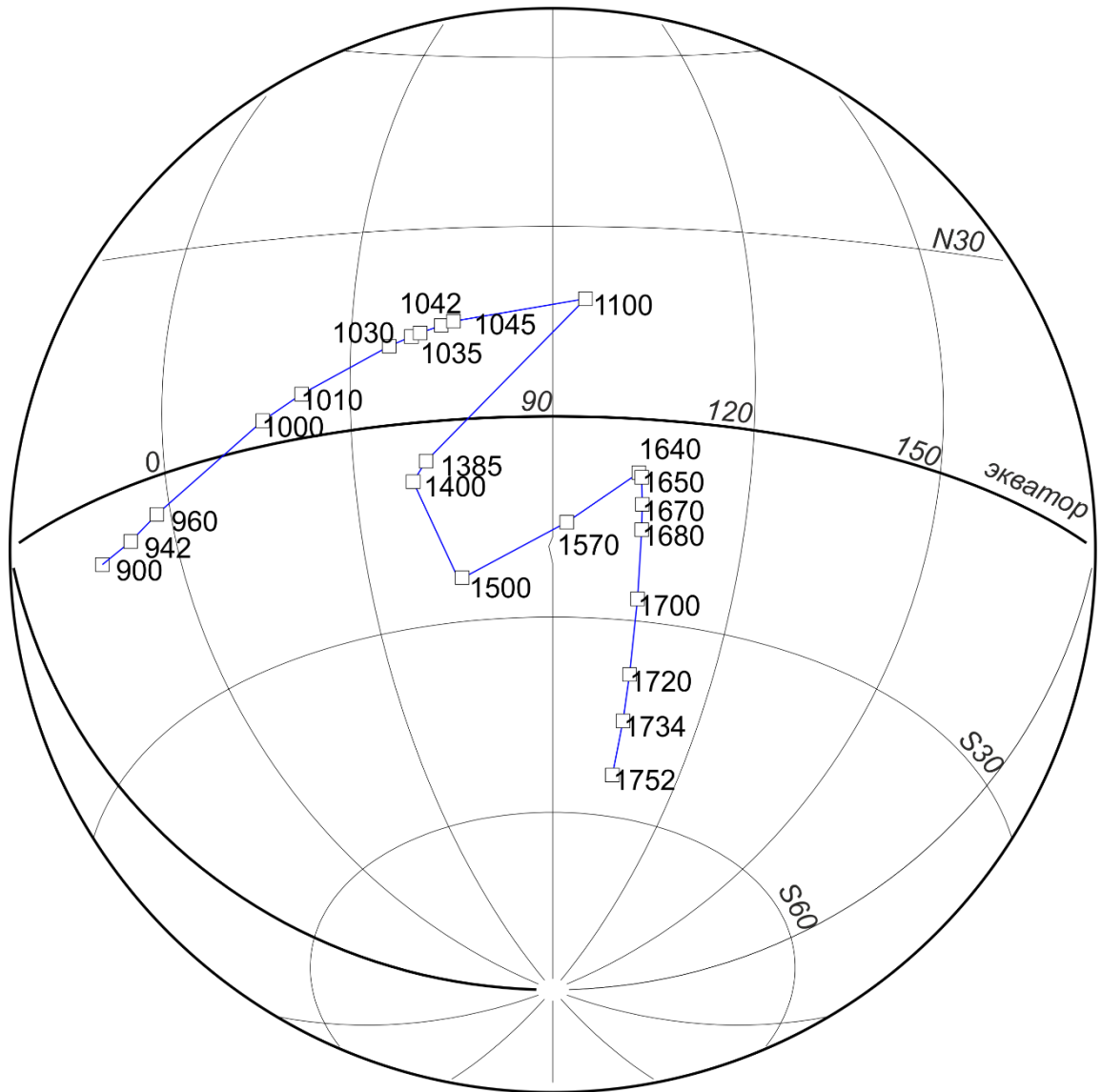


Рисунок 29. Сплайн-модель мезопротерозойского сегмента ТКМП Сибирской платформы (параметр сглаживания – 2000, данные взвешены по величине параметра A95, параметры окна сглаживания – 30, 5).

Таблица 8. Сплайн-модель мезопротерозойского сегмента ТКМП Сибирской платформы (параметр сглаживания – 2000, данные взвешены по величине параметра $A95$, параметры окна сглаживания – 30, 5).

| <i>Plat</i> ° | <i>Plong</i> ° | <i>Возраст</i> (млн лет) | <i>Plat</i> ° | <i>Plong</i> ° | <i>Возраст</i> (млн лет) |
|---------------|----------------|-----------------------------|---------------|----------------|-----------------------------|
| -7 | 16 | 900 | -8 | 69 | 1400 |
| -6 | 22 | 942 | -23 | 74 | 1500 |
| -4 | 27 | 960 | -15 | 92 | 1570 |
| -3 | 46 | 1000 | -8 | 103 | 1640 |
| -6 | 52 | 1010 | -8 | 103 | 1650 |
| 12 | 65 | 1030 | -12 | 103 | 1670 |
| 13 | 69 | 1035 | -16 | 103 | 1680 |
| 13 | 70 | 1037 | -26 | 104 | 1700 |
| 14 | 73 | 1042 | -38 | 104 | 1720 |
| 15 | 75 | 1045 | -45 | 104 | 1734 |
| 18 | 95 | 1100 | -53 | 104 | 1752 |
| -5 | 71 | 1385 | | | |

Палеогеографическая реконструкция

Согласно предлагаемой нами модели ТКМП для Сибирской платформы в мезопротерозое, ~1700 млн лет назад Сибирская платформа была повернута к северу современной юго-западной окраиной и располагалась в субтропических широтах южного полушария. Примерно 1550 млн лет назад Сибирь переместилась в 30-е широты северного полушария, испытав вращение по часовой стрелке примерно на 20-30°. За последующие ~50 млн лет Сибирь оказалась в приэкваториальных широтах южного полушария, повернувшись на 40-50° против часовой стрелки, при этом скорость ее перемещения существенно возросла. За временной интервал 1500–970 млн лет Сибирская платформа испытала дрейф сначала до 40-х широт северного полушария (тоттинское время), а затем вернулась в приэкваториальные широты южного полушария (кандыкское время). Все это время Сибирь испытывала вращение против часовой стрелки, и в итоге, на границе мезо- и неопротерозоя Сибирская платформа была обращена к северу своей современной западной окраиной (Рисунок 30).

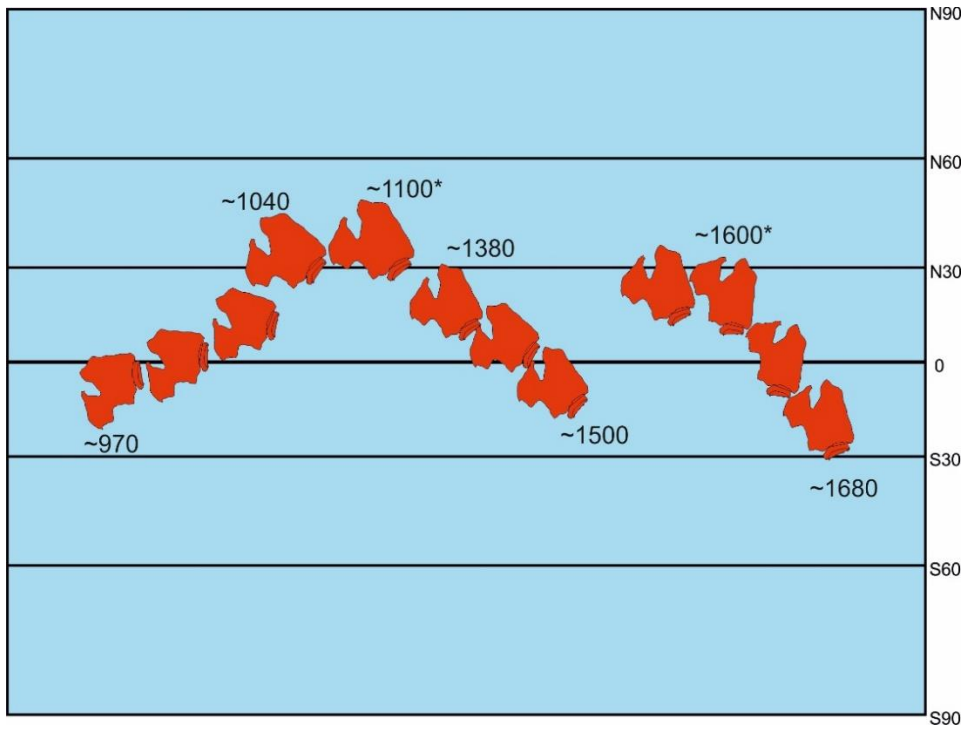


Рисунок 30. Реконструкция широтного дрейфа Сибирской платформы в мезопротерозое, построенная на основании палеомагнитных полюсов. Цифры – показывают предполагаемый возраст палеомагнитных полюсов в млн лет; * - возраст полюса установлен условно по косвенным признакам (см. обсуждение в тексте).

1.3 Обсуждение мезопротерозойских палеомагнитных данных для Лаврентии

Палеомагнитные данные позволяют получить ограничения на относительное положение Сибири и Лаврентии в мезопротерозое. Однако, для этого необходимо иметь мезопротерозойские сегменты ТКМП для обоих кратонных блоков. Имеющиеся данные по Сибири нами были описаны выше. В этом разделе мы кратко рассмотрим имеющиеся мезопротерозойские палеомагнитные полюсы Лаврентии. Сразу оговоримся, что здесь мы не ставим перед собой задачи выполнить детальный анализ многочисленных палеомагнитных определений, накопленных к настоящему времени по протерозою древней Северо-Американской платформы (Лаврентии). Такого рода анализ для разных интервалов протерозоя уже неоднократно выполнялся [Buchan et al., 2000; Pesonen et al., 2003; Irving et al., 2004; Buchan, 2013; Pisarevsky et al., 2014; Meert, Santosh, 2017]. Для выполнения нашей работы мы будем опираться на палеомагнитные определения для Лаврентии, отобранные и обобщённые в недавней работе Эванса и соавторов [Evans et al., 2016].

Для рассматриваемого нами интервала времени (~1750-900 млн лет) самым древним полюсом можно считать полюс, полученный по дайковому комплексу Cleaver (1740 ± 5 млн лет) западной Лаврентии [Irving и др., 2004]. Отметим, что данный полюс близок к многочисленным полюсам, отражающим Гудзонское перемагничивание (1760-1740 млн лет), и существует мнение [Веселовский, 2006], согласно которому перемагничивание проявилось вследствие обширного орогенного события (сборки Лаврентии из более мелких террейнов). Соответственно, предлагаемый полюс может отражать «эффективное» положение Лаврентии ~1740 млн лет назад. Еще одним аргументом в пользу использования этого полюса является его отличие и от «высокоширотной» и от «низкоширотной» групп палеопротерозойских полюсов Лаврентии, что может свидетельствовать о том, что для времени ~1740 млн лет проблема широтности палеомагнитных полюсов уже не актуальна [Meert, 2002; Pesonen et al., 2003; Irving et al., 2004; Веселовский, 2006; Meert, Santosh, 2017].

Как и для Сибирской платформы, для Лаврентии для интервала 1740-1500 млн лет надежных палеомагнитных полюсов очень мало. Из надежных полюсов можно отметить только полюс, полученный по хорошо датированным дайкам западного побережья Гренландии (Melville Bugt LIP) [Halls et al., 2011; Evans et al., 2016]. Этот полюс можно рассматривать как один из надежных полюсов, поскольку опробовано 9 различных интрузивных тел, с возрастными 1638-1619 млн лет, и при этом для различных тел получены антиполярные направления. Предложенный полюс по дайкам Гренландии мы будем использовать в работе. Однако, необходимо отметить, что Гренландия испытывала вращение относительно Лаврентии в момент открытия Лабрадорского моря (~90-60 млн лет назад) вокруг полюса Эйлера (67.5N 241.5E)

примерно на 14° по часовой стрелке и для корректного применения палеомагнитных данных необходимо это вращение учитывать [Roest, Srivastava, 1989].

Более молодое палеомагнитное определение, полученное по рою основных даек в западной части кратона Слэйв (Western Channel Diabase Dyke, северная Лаврентия), было опубликовано Ирвингом и соавторами [Irving et al., 2004]. В рамках этой работы палеомагнитные образцы были отобраны из 35 сайтов мафических интрузий, однако в работе Бакена и Хамильтона [Hamilton, Buchan, 2010] было высказано предположение, что изученные сайты относятся, возможно, к одному крупному интрузивному телу. В этой же работе представлено современное геохронологическое определение для этого тела (1590 млн лет) и приведен ряд аргументов в пользу первичности палеомагнитного сигнала, выделенного Ирвингом [Irving et al., 2004]. Таким образом, полюс, полученный по Western Channel Diabase Dyke, возможно, следует считать виртуальным, однако вследствие отсутствия других полюсов схожего возраста мы вынуждены использовать это определение.

Для временного интервала 1590-1380 млн лет отмечается наличие группы полюсов с возрастными 1476-1400 млн лет, которые формируют ярковыраженный кластер, отвечающий различным этапам магматизма (St. Francois Mountains, Michikamau intrusions, Purcell lava, Belt-Purcell supergroup, Pilcher (Garnet Range)). Все эти полюсы получены с использованием современных методик и отвечают всем критериям надежности, а тот факт, что они образуют достаточно кучный кластер, лишний раз свидетельствует об их надежности [Emslie et al., 1976; Elston et al., 2002; Meert, Stuckey, 2002].

Как и в Сибири, в Лаврентии отмечено проявление магматизма с возрастом ~ 1380 млн лет [Evans, Mitchell, 2011; Verbaas et al., 2018]. Подобные интрузивные тела распространены как по ее западной периферии, так и по северной оконечности Гренландии (Salmon river arc комплекс, силлы Hart river, серия интрузий Zig-Zag Dal–Midsommersø–Victoria Fjord) [Evans, Mitchell, 2011; Verbaas et al., 2018]. В работе Эванса и Митчела [Evans, Mitchell, 2011] приводится надежный средний палеомагнитный полюс для интрузивных тел Гренландии этого возраста, который мы будем использовать в наших построениях, с учетом вращения Гренландии.

Для временного интервала 1380-1100 млн лет для Лаврентии в настоящий момент есть небольшое количество палеомагнитных определений, которые в совокупности явно очерчивают соответствующий сегмент кривой КМП. Так, возраст полюса полученного по анортозитам Nain определяется в рамках 1320-1290 млн лет, но при этом отмечаются датировки с цифрами и ~ 1410 (Rb-Sr) и ~ 1170 (Ar-Ar) [см обзор в Elston et al., 2002]. Вблизи полюса Nain располагаются надежные палеомагнитные полюсы, полученные по интрузивным телам с возрастными ~ 1265 и ~ 1240 млн лет (Mackenzie dykes и Sudbury dykes, соответственно) [Palmer et al., 1977; Buchan et al., 2000].

Для позднего мезопротерозоя (~1300-1050 млн лет) ТКМП Лаврентии характеризуется двумя группами палеомагнитных полюсов, которые маркируют два субпараллельных участка кривой КМП. Эти полюсы образуют удлиненную петлю, часто называемую Логановской (Logan loop) [Piispa et al., 2018; Pisarevsky et al., 2014; Swanson-Hysell et al., 2014a; Swanson-Hysell et al., 2014b]. Начальный участок петли обозначен полюсами, полученными по интрузивным телам провинции Маккензи (~1265 и ~1240 млн лет). Более молодые полюсы получены по породам южной Гренландии: по вторичным компонентам намагниченности в вулканических и осадочных породах серии Эрксфьорд (Eriksfjord Group), образовавшимся во время формирования Гардарской магматической провинции; осадочным и магматическим породам, собственно, Гардарской изверженной провинции (Gardar igneous province); по породам щелочного интрузивного комплекса Илимюассак (Ílmaussaq) [Piper et al., 1999; Piper, 2010]. Возраст всех полученных полюсов укладывается в интервал ~1165–1130 млн лет [Upton, 2013].

Относительно недалеко от полюсов мезопротерозойских пород Гренландии располагается группа надежных палеомагнитных полюсов, полученных по целому ряду других интрузивных тел (силлы Logan, интрузии Osler, Mamainse Point 1) [Pisarevsky et al., 2014; Swanson-Hysell et al., 2014a; Swanson-Hysell et al., 2014b] с возрастными ~1111-1105 млн лет. Более молодая группа надежных палеомагнитных определений, полученных по вулканитам Mamainse Point 2 и Lake Shore Traps (1100-1087 млн лет) маркирует нисходящую ветвь КМП Лаврентии и замыкает Логановскую петлю [Kulakov et al., 2013; Swanson-Hysell et al., 2014b].

Длительное время, за счет близкого расположения позднемезопротерозойских палеомагнитных полюсов Лаврентии шла дискуссия о форме «Логановской петли» [см обзор в Piispa et al., 2018]. При этом, каждое новое геохронологическое определение для изучаемых пород вело к существенному пересмотру формы кривой КМП, и, соответственно к возникновению новых вопросов геодинамики Лаврентии. В частности, исходя из имеющихся палеомагнитных данных для периода ~1100-900 млн лет ведутся дискуссии об аномально высоких скоростях дрейфа Лаврентии и о геометрии магнитного поля в позднем протерозое [Evans, 2006; Smirnov et al., 2011; Kulakov et al., 2014; Piispa et al., 2018]. Долгое время велась дискуссия о возрасте интрузий южной Гренландии, которые маркируют «вершину» петли [Piispa et al., 2018]. Возрасты определялись в рамках 1130–~1170 млн лет (Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar, U-Pb) и в итоге был сделан вывод о том, что возраст «вершины Логановской петли», – щелочных интрузий комплекса Илимюассак (Гренландия), составляет 1160 ± 5 млн лет [Krumrei et al., 2006]. Этот вывод очень важен, поскольку указывает на то, что вмещающие комплекс породы серии Эрксфьорд и Гардарской провинции древнее 1160 млн лет. А значит палеомагнитные полюсы, полученные по этим породам, маркируют именно «восходящую» ветвь «Логановской петли», что указывает на то, что петля является левосторонней.

В временном интервале ~1100-960 млн лет для Лаврентии отмечается наибольшее количество качественных палеомагнитных определений с надежными оценками изотопного возраста. Однако, даже среди них отмечаются полюсы, изотопные возрасты которых существенно пересматривались.

Нисходящая часть КМП Лаврентии на этом временном интервале маркируется полюсами, полученными по базальтовым потокам рифта Кивино северной Лаврентии (Lake Shore Traps [Kulakov, Smirnov, Diehl, 2013] и Mamainse Point Volcanics [Swanson-Hysell et al., 2014a]) и группой палеомагнитных определений, полученных по метаморфитам Адирондак (Adirondack) [Brown, McEnroe, 2012].

Разрез срединного рифта Кивино представляет собой последовательность базальтовых потоков мощностью около 4 км, которые накапливались несколькими пульсами в интервале 1107 – 1087 млн лет [Swanson-Hysell et al., 2014b]. Надежность палеомагнитных определений, полученных для траппов озера Shore обусловлена большим количеством изученных образцов, сайтов и положительными полевыми тестами палеомагнитной надежности [Kulakov et al., 2013; Swanson-Hysell et al., 2014a].

Относительно возраста намагниченности метаморфитов и гранитов комплекса Adirondack существует обширная дискуссия. В связи с тем, что связанные с Гренвильской орогенцией метаморфические породы комплекса Адирондак остывали достаточно долго, возрастные оценки намагниченности разнятся (990-960 млн лет) [Brown, McEnroe, 2012]. Отметим, что для временного интервала ~1100 – 1000 млн лет существуют разные взгляды на форму кривой КМП, но при этом они, не носят принципиального характера. В качестве примера можно привести кривые КМП, предлагаемые в работах [Pisarevsky, Natapov, 2003; Павлов и др., 2002], в которых сохраняется общий тренд кривых, но разница в положении одновозрастных участков может достигать 15-20°.

Временной интервал 1000-950 млн лет кривой КМП Лаврентии характеризуется началом т.н. «Гренвильской петли». О форме этого участка ТКМП велись дискуссии [Hyodo, Dunlop, 1993; Weil et al., 1998; Warnock et al., 2000]. Имеющиеся проблемы интерпретации в значительной степени связаны с тем, что палеомагнитные полюсы для этого интервала получены в основном по медленно остывавшим метаморфическим породам с использованием различных компонент намагниченности, последовательность образования которых до конца не ясна. Тем не менее, для интервала 1000-950 млн лет мы вполне можем очертить часть ТКМП, опираясь на приведенные выше определения (Рисунок 31 а). Современное состояние взглядов на проблему ТКМП Лаврентии для интервала ~1200~950 млн лет отражено в работах [Evans et al., 2016; Piispa et al., 2018], на которые мы и опираемся.

Для возможности тестирования различных палеореконструкций нам необходимо построить сплайн-модель мезопротерозойского сегмента кривой КМП Лаврентии, опираясь на отобранные предварительное палеомагнитные полюсы (Таблица 9). Поскольку в дальнейшем мы планируем сопоставлять ТКМП Лаврентии с ТКМП Сибири, то корректно будет для построения «лаврентийского» сплайна использовать те же параметры, что и для Сибири (Рисунок 31, Таблица 10).

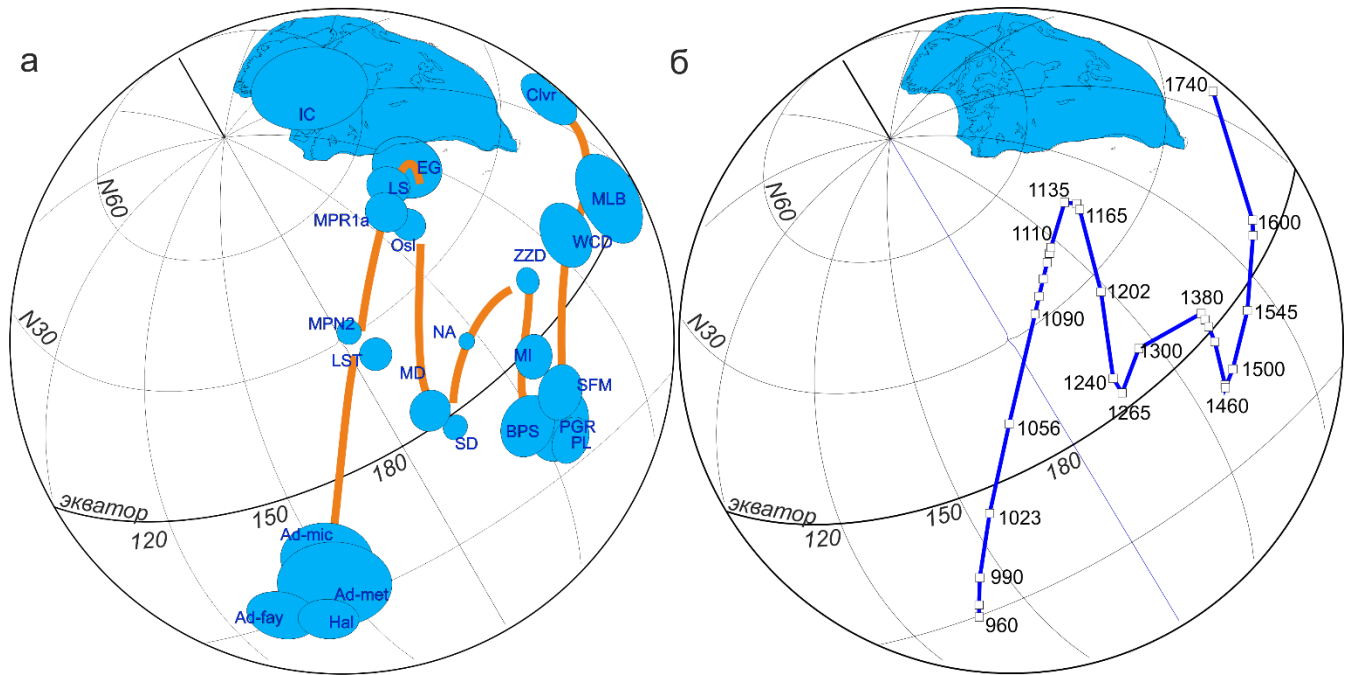


Рисунок 31. Синтетический мезопротерозойский сегмент ТКМП Лаврентии. Условные обозначения полюсов см. в таблице 9. а – палеомагнитные полюсы, используемые для построения сплайн-модели мезопротерозойского сегмента ТКМП Лаврентии; б – сплайн модель мезопротерозойского сегмента ТКМП Лаврентии (параметр сглаживания 2000, данные взвешены по величине параметра A95, параметры окна сглаживания – 30, 5).

Таблица 9. Палеомагнитные полюсы, использованные для построения ТКМП Лаврентии

| Объект | Код | Возраст (млн лет) | Сплайн- возраст | Plat (°N) | Plong (°E) | A95 (°) | Q | Ссылки |
|----------------------------------|---------------|----------------------|--------------------|--------------|---------------|------------|---|--|
| Cleaver dykes | <i>Clvr</i> | 1740±5 | 1740 | 19 | 276 | 6 | 6 | Irving et al., 2004 |
| Melville Bugt LIP | <i>MLB**</i> | 1635-1622 | 1600 | 3 | 261 | 9 | 6 | Halls et al.,2011; Evans et al.,2016 |
| Western Channel diabase dykes | <i>WCD</i> | 1592±3, 1590±4 | 1590 | 9 | 245 | 7 | 5 | Hamilton and Buchan, 2010 |
| St.Francois Mtns | <i>SFM</i> | 1476±16 | 1500 | -13 | 219 | 6 | 6 | Meert and Stuckey.,2002 |
| Michikamau intrusion | <i>MI</i> | 1460±5 | 1460 | -2 | 218 | 5 | 6 | Emslie et al., 1976 |
| Purcell lava | <i>PL</i> | 1443 ± 7 | 1440 | -24 | 216 | 5 | 6 | Elston et al., 2002 |
| Belt-Pursell супергрупп | <i>BPS</i> | 1407-1395 | 1400 | -14 | 208 | 7 | 6 | Elston et al.,2002 |
| Pilcher, Garnet Range | <i>PGR</i> | 1407-1362 | 1390 | -19 | 215 | 8 | 4 | Elston et al.,2002 |
| Zig-Zag Dal intrusions | <i>ZZD**</i> | 1382±2 | 1380 | 11 | 229 | 3 | 7 | Evans and Mitchell, 2011; Marcussen and Abrahamsen, 1983 |
| Nain anorth. | <i>NA</i> | 1320–1290 | 1300 | 12 | 207 | 2 | 4 | Murthy, G.S., 1978 |
| Mackenzie dykes | <i>MD</i> | 1269–1265 | 1240 | 4 | 190 | 5 | 6 | Buchan et al., 2000 |
| Sudbury dykes | <i>SD</i> | 1242–1232 | 1265 | -3 | 193 | 3 | 6 | Palmer et al., 1977 |
| Erksfjord group | <i>EG</i> | ~1650 | 1165 | 48 | 237 | 8 | 5 | Piper et al., 1999 |
| Illimausaq complex | <i>IC</i> | 1160 | 1160 | 69 | 281 | 12 | 6 | Piper et al., 1999 |
| Logan sills | <i>LS</i> | 1111±3 | 1108 | 47 | 218 | 4 | 7 | Lulea working group, 2009 |
| Osler Intr. | <i>Osl</i> | 1111–1108 | 1110 | 41 | 219 | 4 | 6 | Swanson-Hysell et al.,2014a |
| Mamainse Point 1 | <i>MPR1a</i> | 1111–1105 | 1105 | 50 | 227 | 5 | 7 | Swanson-Hysell et al., 2014b |
| Mamainse Point 2 | <i>MPN2</i> | 1100-1094 | 1095 | 31 | 183 | 3 | 7 | Swanson-Hysell et al., 2014 |
| Lake Shore Traps | <i>LST</i> | 1087±2 | 1090 | 23 | 186 | 4 | 6 | Kulakov et al., 2013 |
| Adirondack Fayalite granite | <i>Ad-fay</i> | 990 | 990 | -28 | 133 | 7 | 4 | Brown and McEnroe, 2012 |
| Adirondack metam. Anorth | <i>Ad-met</i> | 970 | 970 | -25 | 149 | 12 | 4 | Brown and McEnroe, 2012 |
| Adirondack micr. gneiss. | <i>Ad-mic</i> | 960 | 960 | -18 | 151 | 10 | 4 | Brown and McEnroe, 2012 |

Примечание. «Код» - кодовое обозначение палеомагнитных полюсов на рисунке 31. Q – параметр Van der Voo [Van der Voo, 1990]. Plat/Plong – палеоширота/палеодолгота палеомагнитного полюса. A95 – овал доверия полюса. Сплайн-возраст – возраст (млн лет) установленный для палеомагнитного полюса для расчета сплайн-модели ** - полюсы, с введенной поправкой за поворот Гренландии относительно Северной Америки. Координаты полюса Эйлера: Plat=68°; Plong=242°; угол поворота -14° [Roest, Srivastava, 1989].

Таблица 10. Сплайн-модель мезопротерозойского сегмента ТКМП Лаврентии (параметр сглаживания – 2000, данные взвешены по величине параметра A95, параметры окна сглаживания – 30, 5).

| <i>Plat</i> ^o | <i>Plong</i> ^o | <i>Возраст</i> (млн лет) | <i>Plat</i> ^o | <i>Plong</i> ^o | <i>Возраст</i> (млн лет) | <i>Plat</i> ^o | <i>Plong</i> ^o | <i>Возраст</i> (млн лет) |
|--------------------------|---------------------------|-----------------------------|--------------------------|---------------------------|-----------------------------|--------------------------|---------------------------|-----------------------------|
| -30 | 137 | 960 | 45 | 222 | 1135 | -11 | 218 | 1440 |
| -27 | 139 | 970 | 43 | 224 | 1160 | -12 | 217 | 1460 |
| -20 | 144 | 990 | 42 | 223 | 1165 | -10 | 221 | 1500 |
| -6 | 154 | 1023 | 25 | 208 | 1203 | -3 | 233 | 1545 |
| 12 | 169 | 1057 | 8 | 196 | 1240 | 4 | 247 | 1590 |
| 32 | 189 | 1090 | 4 | 196 | 1265 | 6 | 250 | 1600 |
| 35 | 194 | 1095 | 9 | 206 | 1300 | 19 | 276 | 1740 |
| 37 | 198 | 1100 | 4 | 223 | 1380 | | | |
| 39 | 202 | 1105 | 3 | 223 | 1385 | | | |
| 41 | 205 | 1108 | 1 | 223 | 1390 | | | |
| 41 | 207 | 1110 | -2 | 221 | 1400 | | | |
| <i>Plat</i> ^o | <i>Plong</i> ^o | <i>Возраст</i> (млн лет) | <i>Plat</i> ^o | <i>Plong</i> ^o | <i>Возраст</i> (млн лет) | <i>Plat</i> ^o | <i>Plong</i> ^o | <i>Возраст</i> (млн лет) |

1.4 Тестирование вхождения Сибири и Лаврентии в единый мезопротерозойский (транскокембрийский) суперконтинент

Как отмечалось выше, одна из целей данного исследования заключается в тестировании гипотезы о существовании транскокембрийского суперконтинента [Павлов и др., 2002; Метелкин и др., 2005; Метелкин и др., 2007; Богданова и др., 2009; Gladkochub et al., 2006; Evans, Mitchell, 2011; Evans, 2013; Pisarevsky et al., 2014] – единого конгломерата, в который входили Сибирская платформа и Лаврентия и Балтика. При этом, в данной работе мы будем рассматривать лишь взаимосвязь Лаврентии и Сибири. Тестирование гипотезы может быть выполнено путем сопоставления мезопротерозойских сегментов ТКМП этих кратонов.

На настоящий момент соответствующий сегмент ТКМП Лаврентии является одним из самых детально разработанных для древних кратонов (см обсуждение в предыдущей главе), поэтому наши дальнейшие реконструкции мы будем строить относительно современного положения Лаврентии и ее полюсов.

На текущий момент существует два подхода к методике сопоставления кривых КМП для различных тектонических блоков. Первый подход – условный «авторский» и состоит в том, что интерпретатор совмещает кривые КМП особым образом, основываясь лишь на своих предпочтениях путем подбора оптимальных параметров вращения (координат полюса Эйлера и угла вращения). Его возможно применять, когда форма кривых достаточно сложная и не полностью охарактеризована надежными палеомагнитными полюсами. Второй подход более формален и основан на математических методах. В 2008 году Д. Эванс и С.А. Писаревский для построения докембрийских реконструкций предложили метод, основывающийся на расчете угловых расстояний между парами одновозрастных полюсов для соответствующей им пары блоков земной коры [Evans, Pisarevsky, 2008]. В случае совпадения расстояний, можно говорить о принадлежности данных блоков единой литосферной плите и рассчитать полюс Эйлера и угол вращения вокруг него, который позволяет наилучшим образом совместить эти пары одновозрастных полюсов.

В нашей работе мы применяем оба метода сравнения мезопротерозойских сегментов ТКМП Лаврентии и Сибири.

Для расчета полюса Эйлера для наилучшего совмещения кривых КМП по методу Эванса-Писаревского нами использовался прямолинейный участок этих кривых, отвечающий временному интервалу ~1100–960 млн лет. В течение этого интервала (140 млн лет) и Сибирская платформа и Лаврентия переместилась на ~60° по дуге большого круга со скоростью ~5 см/год. Совпадение угловых расстояний, пройденных этими кратонами в один интервал времени позволяет нам предположить, что они находились в составе единой литосферной плиты. Для совмещения ТКМП Сибири и Лаврентии для времени ~1100–960 млн лет, в соответствии с

[Evans, Pisarevsky, 2008] необходимо повернуть Сибирскую платформу вокруг полюса с координатами $Lat=70^\circ$, $Long=123^\circ$ на 116° против часовой стрелки (Рисунок 32 а). Предложенный нами вариант совмещения ТКМП Сибири и Лаврентии, предполагает, что Сибирская платформа была обращена своим южным краем к северной границе Лаврентии, и располагалась в непосредственной близости от нее (Рисунок 32).

При использовании предложенного для совмещения мезо-неопротерозойских участков кривых КМП полюса Эйлера, более древние участки этих кривых также оказываются в удовлетворительной сходимости. Однако совпадает лишь форма кривых, в то же время, при детальном анализе полюсов, отвечающих раннему и среднему мезопротерозою, можно заметить, что положения одновозрастных полюсов древнее 1100 млн лет существенно различаются (на $20-60^\circ$). Таким образом, перед нами встает вопрос, – почему при совпадении форм кривых КМП при их наложении не совпадают возрасты совпадающих палеомагнитных полюсов? В этом случае, либо недостаточно надежно определены сами формы кривых, либо не точны датировки полюсов, либо предложенные нами параметры полюса Эйлера и методика совмещения КМП плохо применимы для рассматриваемого набора данных. Для построения используемых нами ТКМП мы использовали палеомагнитные определения, в надежности определения возрастов которых не приходится сомневаться, значит, возможно, формы кривых КМП могут быть несколько сложнее, чем определенные нами. В таком случае, применение формального подхода наложения ТКМП по методу Эванса-Писаревского плохо пригодно для решения рассматриваемой задачи.

Для совмещения мезопротерозойских сегментов ТКМП Лаврентии и Сибири путем подбора наилучших параметров вращения рассматриваемых кривых, необходимо выделить парные (надежные) полюсы для каждого из кратонов и на их основе рассчитывать параметры вращения (полюс Эйлера). Подбор таких параметров вращения (подбор координат полюса Эйлера и угла вращения) нами осуществляется в программе GPlates.

Палеомагнитный полюс, полученный по базитовым интрузиям и вулканогенно-осадочным породам севера Сибири (~1500 млн лет) (Таблица 7), можно сравнить с соответствующими мезопротерозойскими полюсами Лаврентии, в частности, с полюсом гор Сен-Франсуа (Таблица 9). В то же время, при подобном сопоставлении полюс для интрузий севера Сибири (~1380 млн лет) совпадает с полюсом, полученным по Гренландским интрузиям Zig-Zag, возраста ~1380 млн лет (Рисунок 32 а). Полюс для Нерсинских интрузий Сибири (~1640 млн лет) хорошо совпадает с полюсом, полученным по интрузиям магматической провинции Melville Bugt (~1630 млн лет), при этом более ранние полюсы для обоих кратонов существенно различаются.

При подобном совмещении рассматриваемых кривых на их неопротерозойском этапе 1000-900 млн лет, палеомагнитный полюс кандыкских силлов (~970 млн лет) достаточно хорошо согласуется с палеомагнитными полюсами того же возраста гренвильского орогена Лаврентии

(1000-960 млн лет) (Рисунок 32) особенно, если допустить некоторые вращения Лаврентийских объектов, за счет их принадлежности аллохтонным блокам [Halls, 2015].

Более древние полюсы для тоттинской и малгинской свит (<1100 и ~1040 соответственно) достаточно условно согласуются с соответствующими интервалами ТКМП Лаврентии, которая в промежутке 1100-1000 разработана достаточно детально. Интервал ТКМП Сибири для промежутка 1380-1100 млн лет, к сожалению, не охарактеризован надежными палеомагнитными данными, в то время как для Лаврентии имеются достаточно надежные полюса, полученные по анортозитам Nain и роям даек Mackenzie и Sudbury (~1300, 1265, 1240 млн лет, соответственно) (Таблица 9).

Стоит обратить внимание на то, что в целом, тренды ТКМП Лаврентии и Сибири имеют схожие черты, однако за счет большего количества палеомагнитных данных, для Лаврентийской кривой отмечается наличие правосторонней петли в интервале 1385-1100 млн лет (Рисунок 32 в), в то время как для этого временного интервала для Сибирской платформы таких данных нет.

Кривые КМП для Лаврентии и Сибири, совмещенные «авторским» способом имеют схожие тренды и совпадают на одновозрастных участках в интервалах ~1600-1380 и ~1100-960 млн лет (Рисунок 32 б).

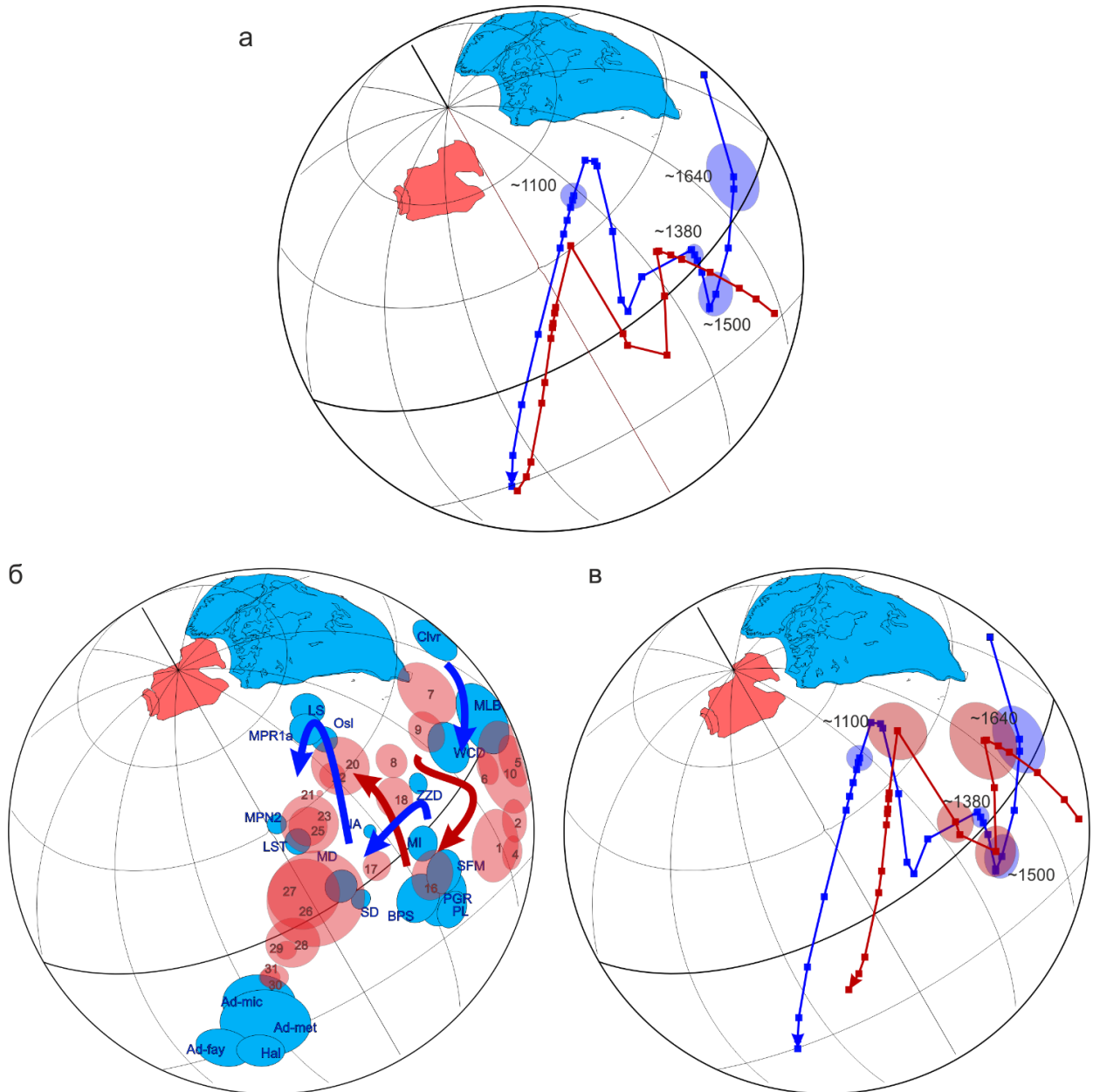


Рисунок 32. Сравнение мезопротерозойских участков ТКМП Лаврентии (синия) и Сибири (красная). Реконструкция построена относительно современного положения Лаврентии. Полюс Эйлера для Сибири: (а) $Lat=70^{\circ}$; $Long=123^{\circ}4$; угол поворота= 116° ; совмещение сплайн-моделей по методу Эванса-Писаревского; (б) $Lat=77^{\circ}$; $Long=98^{\circ}$; угол поворота= 137° , совмещение палеомагнитных полюсов, приведенных в таблицах 7 и 9; (в) $Lat=76^{\circ}$; $Long=116^{\circ}$; угол поворота= 141° , совмещение сплайн-моделей ТКМП, с основными реперными полюсами (~1640, ~1500, ~1380, ~1100 млн лет). Пояснения к рисунку см в тексте. Цифры и кодовые обозначения полюсов смотри в таблице 9.

Сравнивая результаты совмещения кривых КМП Лаврентии и Сибири, полученные при использовании «формального» и «авторского» методов, наиболее надежным нам представляется результат, полученный с использованием именно второго подхода. В этом случае совпадают практически все мезопротерозойские полюсы, а не только полюсы в интервале ~1100–960 млн

лет. Исходя из результатов этого сравнения можно сделать вывод о том, что, тренды ТКМП Сибири и Лаврентии совпадают на участках $\sim 1600\text{--}1380$ и $\sim 1100\text{--}960$ млн лет, а для участка $\sim 1380\text{--}1100$ млн лет недостаточно данных.

Результаты выполненных построений, в целом, не опровергают гипотезу существования Сибири и Лаврентии в структуре единой литосферной плиты в мезопротерозое.

Траектория кажущейся миграции полюса, по сути, является отражением кинематики кратонов. Анализ характера дрейфа Сибирского и Лаврентийского кратонов показывает, что данные тектонические блоки находились на одинаковых широтах и испытывали общий тренд перемещения во временные интервалы $\sim 1600\text{--}1380$ и $\sim 1100\text{--}1000$ млн лет, что отвечает существованию суперконтинентов Нуна (Колумбия) и Родиния [Богданова и др., 2009; Li et al., 2008; Evans, Mitchell, 2011]. В то же время, если мы принимаем вариант ТКМП, предложенный в этой работе, на временном интервале $1380\text{--}1100$ млн лет, в то время как Лаврентия испытывала южный дрейф, Сибирь продолжала смещаться на север (Рисунок 33 а). В целом этот факт однозначно не опровергает гипотезу о вхождении Сибири и Лаврентии в состав трансдокембрийского суперконтинента, но позволяет предположить, что в промежутке $1380\text{--}1100$ млн лет эти блоки, возможно, испытывали некоторые перемещения друг относительно друга, т.е. не являлись составляющими одной литосферной плиты.

Отметим, что сделать объективное заключение о распаде конгломерата Сибири и Лаврентии на интервале $1380\text{--}1100$ млн лет в настоящее время невозможно ввиду крайней малочисленности имеющихся для этого времени палеомагнитных определений.

Подводя итог сравнению мезопротерозойских сегментов ТКМП Сибири и Лаврентии еще раз отметим, что для временных интервалов $\sim 1600\text{--}1380$ и $\sim 1100\text{--}1000$ млн лет формы кривых очень похожи, а для интервала $\sim 1380\text{--}1100$ млн лет различаются. Совпадение форм кривых КМП свидетельствует о том, что рассматриваемые блоки на этих временных интервалах могли входить в структуру единой литосферной плиты, в то время как различие кривых указывает на то, что блоки испытывали некоторые перемещения друг относительно друга.

Выполненные построения скорее подтверждают гипотезу о существовании в мезопротерозое Лаврентии и Сибири в составе единого суперконтинента, однако для интервала ($1380\text{--}1100$ млн лет) это утверждение требует дополнительных палеомагнитных и геологических обоснований.

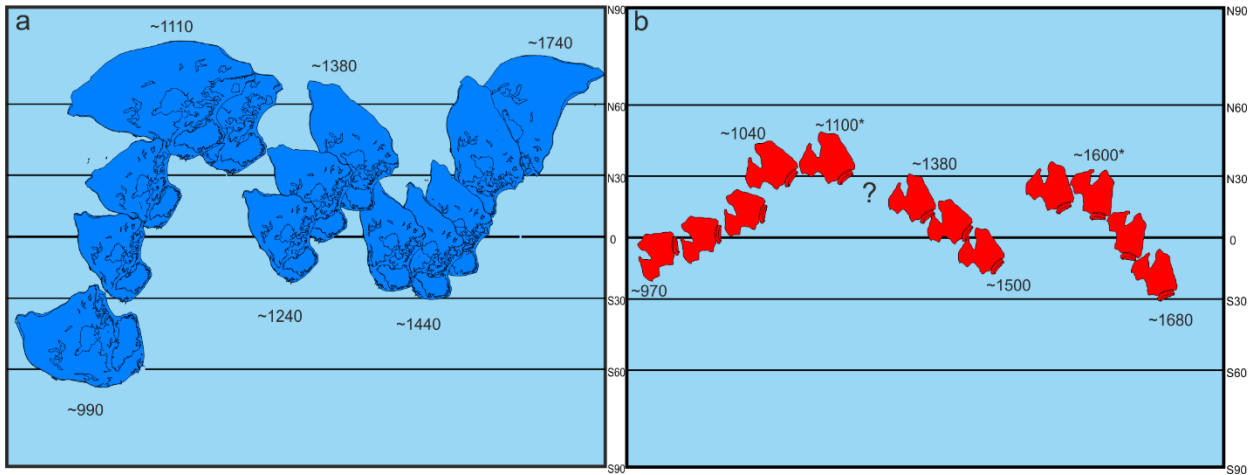


Рисунок 33. Реконструкция широтного дрейфа Лаврентии (а) и Сибирской платформы (б) в мезопротерозое. Цифры – показывают предполагаемый возраст (в млн лет) палеомагнитных полюсов; * - возраст полюса установлен условно по косвенным признакам (см. обсуждение в тексте).

В рамках решения вопроса о существовании трансдокембрийского суперконтинента, существует еще один вопрос, не решенный по настоящий момент – было ли между Сибирью и Лаврентией пространство [Pisarevsky et al., 2008; Pisarevsky, Natapov, 2003; Богданова и др., 2009] или они были «жестко» связаны между собой [Павлов и др., 2002; Метелкин и др., 2007; Evans, Mitchell, 2011]. В пользу каждой из гипотез имеются следующие аргументы:

- в пользу «жесткой» связи Сибири и Лаврентии свидетельствуют большое количество разновозрастных событий внутриплитного магматизма на обоих кратонах в промежутке 1900-725 млн лет [Ernst et al., 2016с];
- в пользу «свободного» расположения Сибири и Лаврентии приводится отсутствие в Лаврентии проявлений магматического события возраста ~1000 млн лет, приведшего к образованию крупных интрузий Учуро-Майского района Сибири, а также существовавшая на юго-восточной окраине Сибирской платформы в мезопротерозое пассивная окраина, которая вряд ли могла сформироваться, в случае «жесткой» связи двух кратонов [Ernst et al., 2013; Wingate et al., 2009].

По результатам реконструкций, полученных в нашей работе можно сделать вывод, что Сибирь и Лаврентия могли располагаться в непосредственной близости и Сибирская платформы была обращена к Лаврентии своей южной (в современных координатах) окраиной. Однако, сравнение форм ТКМП Лаврентии и Сибири не дает однозначного ответа на вопрос о том, сохранялась ли «жесткая связка» Сибири и Лаврентии на протяжении всего мезопротерозоя невозможно.

Анализ геологических данных показывает, что примерно 1500–1250 млн лет назад начинают проявляться рифтогенные процессы, знаменующие распад Нуны (Колумбии) [Evans,

Mitchell, 2011]. На территории Сибирской платформы это выражается в проявлении внутриплитного базитового магматизма на севере Сибирской платформы (интрузии Анабара, Оленека и Уджи) (~1500 и 1380 млн лет) и на ее южной периферии (листвянские интрузии ~1350 млн лет, среднечеремшанские интрузии ~1258 млн лет) [Evans, Mitchell, 2011]. Примерно в это же время, начинают проявляться рифтогенные процессы на территории северо-западной Канады и северо-восточной Гренландии (1380 млн лет, 1270 млн лет) [Evans, Mitchell, 2011; Ernst et al., 2016a].

Проявление близковозрастных магматических событий на территориях обоих кратонов может свидетельствовать о том, что на интервале 1640-1380 млн лет эти кратоны существовали в структуре единой литосферной плиты. В то же время приведенные выше данные могут служить свидетельством того, что во временном промежутке 1270-1100 млн лет Сибирь и Лаврентия, все же, принадлежали различным литосферным плитам, поскольку в этом временном интервале не зафиксировано проявлений одновозрастных магматических событий, однако это утверждение требует палеомагнитного обоснования. Стоит отметить, что принадлежность Сибири и Лаврентии различным литосферным плитам не является однозначным указанием на то, что между ними мог существовать полноценный океан (явных геологических свидетельств существования которого на данный момент не обнаружено).

1.5 Выводы и защищаемое положение

1. Полученные новые палеомагнитные данные для Сибирской платформы показали, что интервалах ~1600–1380 и ~1100–960 млн лет назад Сибирь и Лаврентия существовали в структуре единой литосферной плиты и входили в состав единого суперконтинента.

2. Временной промежуток ~1400–1100 млн лет является ключевым для тестирования гипотезы трансдокембрийского суперконтинента, и, на настоящий момент нет убедительных доказательств как в пользу полного распада конгломерата Сибири и Лаврентии в это время, так и в пользу его существования на всем протяжении мезопротерозоя. Для продвижения в решении этого вопроса необходимо продолжить наращивать количество палеомагнитных и геологических данных для этого времени.

Настоящие выводы уточняют некоторые особенности горизонтальных тектонических движений Сибирской платформы и Лаврентии в мезопротерозое, а также развивают наши представления об эволюции этих тектонических объектов в составе древних суперконтинентов – Нуны и Родинии, что соответствует *пунктам 3 и 7 паспорта специальности 25.00.03 «геотектоника и геодинамика»*.

Приведенные выше выводы позволяют нам сформулировать **защищаемое положение** второй главы:

1. Новые палеомагнитные и геохронологические данные позволяют предложить авторскую модель мезопротерозойского сегмента ТКМП Сибирской платформы, дополняющую и развивающую предыдущие модели [Веселовский, 2006; Evans et al., 2016]. Сравнение мезопротерозойских сегментов ТКМП Сибири и Лаврентии указывает на то, что на временных интервалах ~1600–1380 и ~1100–960 млн лет назад эти древние кратоны входили в состав единого континентального блока, что согласуется с гипотезой о существовании трансдокембрийского суперконтинента.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные палеомагнитные и геохронологические исследования мезопротерозойских пород позволили не только получить надежные палеомагнитные полюсы для соответствующих времен для Сибирской платформы, но также послужили источником важных геологических данных. Так, на основе палеомагнитных данных показана необходимость существенного корректирования схемы стратиграфической корреляции осадочных верхнерифейских толщ Сибирской платформы; показано существование длительного перерыва в докембрийской истории осадконакопления на Уджинском поднятии; показано существование на Уджинской поднятии двух разновозрастных мезопротерозойских фаз базитового магматизма. Все приведенные данные вносят существенный вклад и значительно уточняют наши представления о докембрийской геологии северо-востока Сибирской платформы.

Новые надежные палеомагнитные данные значительно уточняют мезопротерозойский сегмент ТКМП Сибирской платформы, что позволяет более надежно тестировать различные суперконтинентальные реконструкции.

Показано, что на территории Сибирской платформы еще есть районы и объекты, исследования которых могут существенно изменить наши представления о ее геологии. А новые исследования могут преподнести, зачастую, революционные результаты.

Список литературы

1. Богданова С.В. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) / Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29–45.
2. Брагин С.С. Использование палеомагнитных данных для решения некоторых вопросов геологии позднего рифея Присаянья / Брагин С.С. // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Венд и рифей. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР. 1985. С. 57–64.
3. Брагин С.С. Палеомагнитный разрез карагасской серии верхнего докембрия по р. Бирюса (Присаянье) / Брагин С.С., Комиссарова Р.А. // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР. 1986. С. 63–77.
4. Веселовский Р.В. Новые палеомагнитные данные по позднепротерозойскому магматическому комплексу северного склона Анабарского поднятия / Веселовский Р. В., Петров П. Ю., Карпенко С. Ф., Костицын Ю. А., Павлов В. Э. // Доклады академии наук. 2006. Т. 410. № 6. С. 775–779.
5. Веселовский Р.В. Палеомагнетизм мезопротерозойских и пермо-триасовых пород Сибирской платформы: палеотектонические и геомагнитные следствия. // канд. дис. – Моск. гос. ун-т им. М.В. Ломоносова, 2006.
6. Веселовский Р.В. Новые палеомагнитные данные по Анабарскому поднятию и Учуромайскому району и их значение для палеогеографии и геологической корреляции Рифея Сибирской платформы / Веселовский Р.В., Павлов В.Э., Петров П.Ю. // Физика Земли. 2009. Т. 7. С. 3–24.
7. Владыкин Н.В. Возрастные рубежи формирования щелочно-ультраосновного массива Томтор: результаты геохронологических U–Pb- и ^{40}Ar – ^{39}Ar -исследований / Владыкин Н.В., Котов А.Б., Борисенко А.С., Ярмолюк В.В., Похиленко Н.П., Сальникова Е.Б., ... Яковлева С.З. // Доклады академии наук. 2014. Т. 454. № 2. С. 195–199.
8. Власов А.Я. Некоторые данные о палеомагнетизме позднедокембрийских отложений Енисейского кряжа / Власов А.Я., Апарин В.П. // Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Красноярск, Изд. СО АН СССР. 1963. С. 409–413.
9. Власов А.Я. Палеомагнетизм докембрийских отложений Енисейского кряжа / Власов А.Я., Попова А.В. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 2. С. 63–70.
10. Водовозов В.Ю. Результаты палеомагнитных исследований раннепротерозойских образований Байкальского выступа Сибирского кратона / Водовозов В.Ю., Диденко А.Н., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В. // Физика Земли. 2007. № 10. С. 60–72.

11. Водовозов В.Ю. Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и геотектонические следствия // канд. дис. – Моск. гос. ун-т им. М.В. Ломоносова, 2010.
12. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-48-(50)-Оленек / под ред. Ф. Г. Марков, 1983. Вып. ВСЕГЕИ. 196 с
13. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-(50)-52 - Тикси. / под ред. А. А. Межвилк, Ф. Г. Марков. Ленинград: 1983. Вып. ВСЕГЕИ. 135 с.
14. Герлинг Э.К. Свинцово-изохронное датирование карбонатных пород и его применение для установления ранних этапов метаморфизма / Герлинг Э.К., Искандерова А.Д. // Актуальные вопросы современной геохронологии. 1976. С. 224–231.
13. Гладкочуб Д.П. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии / Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров Е.В., Пономарчук В.А. // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. С. 22–41.
14. Гладкочуб Д.П. Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитологии / Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Травин А.В., Мазукабзов А.М., Константинов К.М., Юдин Д.С., Корнилова Т.А. // Доклады академии наук. 2009. № 5. С. 642–648.
15. Гладкочуб Д.П. и др. Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~1750 млн. лет на площади Сибирского кратона / Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Эрнст Р., Донская Т.В., Седерлунд У., Мазукабзов А.М., Хейнс, Д. // Доклады академии наук. 2010. Т. 430. № 5. С. 654–657.
16. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Анабаро-Виллюйская. Лист R-51 - Джарджан. Объяснительная записка / ред. А. П. Кропачев. Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013, 397 с.
17. Государственная геологическая карта российской федерации. Серия Верхояно-Колымская. Лист R-52 - Тикси. Объяснительная записка / М. В. Герцева, Т. П. Борисова, Е. Д. Чибисова, Е. Н. Емельянова, В. Г. Черенков, Л. М. Игнатьева, И. А. Котов, Е. Б. Истошина, И. А. Федосеев / под ред. А. Ю. Егорова. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016, С.308.
18. Гуревич Е.Л. Палеомагнитные исследования докембрийских отложений севера Сибирской платформы / Гуревич Е.Л. // Палеомагнетизм верхнего докембрия СССР. 1983. С. 39–51.
19. Гусев Б.В. Магнетизм пород трапповой формации западной части Сибирской платформы / Гусев Б.В., Металлова В.В., Файнберг Ф.С. // Ленинград: Недр (Тр.НИИГА), 1967. т.152.
20. Давыдов В.Ф. Палеомагнитные исследования стратифицированных пород Восточной Сибири / Давыдов В.Ф., Кравчинский А.Я. // Недр. 1970. С. 124–147.

21. Давыдов В.Ф. Палеомагнитные исследования горных пород Восточной Сибири / Давыдов В.Ф., Кравчинский А.Я. // Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. Москва: Наука, 1965. С. 294–302.
22. Зайцева Т.С. Rb-Sr и K-Ar возраст глобулярных слоистых силикатов и биостратиграфия рифейских отложений оленекского поднятия, северная Сибирь / Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А., Ивановская Т.А., Кузнецов А.Б., Доржиева О.В. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 6. С. 3–29.
23. Комиссарова Р.А. Палеомагнетизм осадочных толщ рифея и венда Западного Прибайкалья / Комиссарова Р.А. // Палеомагнетизм верхнего докембрия... Ленинград: ВНИГРИ, 1983. С. 52–66.
24. Комиссарова Р.А. Результаты палеомагнитного изучения пород среднего рифея – кембрия р. Мая / Комиссарова Р.А., Осипова Э.П. // Магнитостратиграфия и палеомагнетизм осадочных и вулканогенных формаций СССР. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника / ред. А. Н. Храмов. Ленинград: ВНИГРИ, 1986. С. 5–13.
25. Константинов К. М. Результаты рекогносцировочных палеомагнитных исследований горных пород Уджинского поднятия (север Сибирской платформы) / Константинов К.М., Павлов В.Э., Петухова Е.П., Гладкочуб Д.П. // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент. Материалы семинара, Борок / ред. Гапеев А.К. Москва: 2007. С. 68–72.
26. Летникова Е.Ф. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (Sr, Sm-Nd) свидетельства, данные U-Pb датирования LAICP-MS детритовых цирконов / Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневецкая И.А., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Джен, Х // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1507–1529.
26. Летникова Е.Ф. Раннепротерозойский этап вулканической активизации в северозападной части Сибирской платформы (Туруханское поднятие): свидетельство в осадочной летописи нижнетунгусской (боровской) свиты / Летникова Е.Ф., Летникова А.Ф., Иванов А.И. // ЛП (52-е) Тектоническое совещание «Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики». Москва: ГЕОС, 2019. С. Том 2. 40-43.
28. Метелкин Д.В. Сибирский кратон в структуре суперконтинента Родиния: анализ палеомагнитных данных / Метелкин Д.В., Берниковский В.А., Казанский А.Ю., Белоносов И.В. // Доклады академии наук. 2005а. Т. 404. № 3. С. 398–413.
29. Метелкин Д.В. Палеомагнитные направления в интрузиях нерсинского комплекса Бирюсинского Присяянья как отражение тектонических событий в неопротерозое / Метелкин Д.В., Белоносов И.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М. // Геология и геофизика. 2005b. Т. 46. № 4. С. 398–413.

30. Метелкин Д.В. История формирования карагасской серии Бирюсинского Присяянья: синтез палеомагнитных и литолого-фациальных данных / Метелкин Д.В., Благовидов В.В., Казанский А.Ю. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 8. С. 1114–1133.
31. Метелкин Д. В. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона / Метелкин Д. В., Верниковский В. А., Казанский А. Ю. // Геология и геофизика. 2007. Т.48. № 1. С. 42–59.
32. Михайлова Н.П. Палеомагнетизм анортозитов / Михайлова Н.П., Кравченко С.Н., Глевасская А.М. // Киев: Наукова думка, 1994. 212 с.
33. Мотова З.Л. Петрографическая характеристика и возраст детритовых цирконов теригенных отложений шангулежской свиты карагасской серии (Присяянье) / Мотова З.Л. // XXV Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика». Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 24.
34. Нужнов С.В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы / Нужнов С.В. // Москва: Наука, 1967. 175 с.
35. Осипова З.В. О возрасте траппов Уджинского поднятия / Осипова З.В., Поршнева Г.И. // Уч. зап. НИИГА. Регион. геол. 1966. № 8. С. 207–209.
36. Охлопков В.И. Отчет о ГГС масштаба 1:50 000 на территории листов R-50-27-Б; 28-А,Б,Г; 29; 30; 31; 40-В,Г; 41-Б,В,Г; 42; 43 по работам Верхне-Уджинского объекта Анабарской партии в 1980-1987 гг., / Охлопков В.И. Коваль С.Г. Бурцев И.Н. и др. // 1987.
37. Павлов В.Э. Палеомагнитные полюсы Учуро-Майского гипостратотипа рифея и рифейский дрейф Алданского блока Сибирской платформы / Павлов В.Э. // Доклады академии наук. 1994. № №4, Т.336. С. 533–537.
38. Павлов В.Э. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные и палеомагнитные данные и гипотеза позднепротерозойского суперконтинента / Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю., Журавлев Д.З., Шацилло А.В. // Геотектоника. 2002. Т. Т.36. № 4. С. 278–292.
39. Павлов В.Э. 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 / Павлов В.Э., Галле И., Шацилло А.В., Водовозов В.Ю. // Физика Земли. 2004. № 2. С. 28–49.
40. Павлов В.Э. Палеомагнетизм Сибирской платформы // Автореферат на соискание ученой степени докт. физ.-мат. наук. М. – 2015
41. Павлов В.Э. Систематика палеомагнитных направлений раннего кембрия северных и восточных районов Сибирской платформы и проблема аномального геомагнитного поля вблизи

- границы протерозоя и фанерозоя / Павлов В.Э., Пасенко А.М., Шацилло А.В., Паверман В.И., Щербакова В.В., Малышев С.В. // Физика Земли. 2018. № 5. С. 122–146.
42. Павлов В.Э. Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии в конце Мезопротерозоя по палеомагнитным данным / Павлов В.Э., Галле И. // Геотектоника. 1999. № 6. С. 16–28.
43. Павлов В.Э. Место рождения Сибирской платформы / Павлов В.Э., Шацилло А.В. // Доклады академии наук. 2015. Т. 462. № 3. С. 319–324.
44. Павлов В.Э. Палеомагнетизм верхнерифейских отложений туруханского и оленекского поднятий и удинского присаянья и дрейф сибирской платформы в неопротерозое / Павлов В.Э., Шацилло А.В., Петров П.Ю. // Физика Земли. 2015. № 5. С. 107–139.
45. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (ПНиП). Данные по СССР / под ред. А. Н. Храмов. Ленинград: 1971. Вып.1. 124 с.
46. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (ПНиП). Данные по СССР / под ред. А. Н. Храмов. Москва: 1973. Вып.2. 89 с.
47. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса (ПНиП). Данные по СССР / под ред. А. Н. Храмов. Москва: 1986. 38 с.
48. **Пасенко А.М.** Палеомагнетизм и возрастная корреляция мезопротерозойских пород Удзинского и Оленекского поднятий (северо-восток Сибирской платформы) / Пасенко А.М., Малышев С.В. // Физика Земли. – 2020. – №. 6. – С. 145-169.
49. Писаревский С.А. Палеомагнетизм кембрийских отложений разреза по р. Оленек / Писаревский С.А. // Магнитостратиграфия и палеомагнетизм осадочных и вулканогенных формаций СССР. Ленинград: ВНИГРИ, 1986. С. 14–23.
50. Потапов С.В. Новые данные о стратиграфии верхнего протерозоя, венда и нижнего кембрия северных склонов Алданского щита / Потапов С.В., Ставцев А.Л., Лобанова А.Ф., Манукян А.И. // Докембрий и палеозой северо-востока СССР. Магадан: 1974. С. 42–45.
51. Прокопьев А.В. и др. Раннекембрийский бимодальный магматизм на северо-востоке Сибирского кратона / Прокопьев А.В., Худoley А.К., Королева О.В., Казакова Г.Г., Лохов Д.К., Малышев С.В., ... Васильев Д.А. // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 01.
52. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Часть.1: Верхний докембрий и нижний палеозой // Новосибирск: 1983. С. 216.
53. Родионов В.П. Палеомагнетизм верхнего кембрия и нижнего палеозоя района р. Уджа / Родионов В.П. // Палеомагнитные методы в стратиграфии. 1984. С. 18–29.
54. Семихатов М.А. Изотопный возраст границы между средним и верхним рифеем: Pb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, восточная Сибирь / Семихатов М.А.,

- Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Гороховский В.М., Подковыров В.Н // Доклады академии наук. 2000. № 372. С. 216–221.
55. Семихатов М.А. Сибирский гипостратотип рифея / Семихатов М.А., Серебряков С.Н. // М.: Наука, 1983, С.224. (Труды / ГИН АН СССР; Вып. 367).
56. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / под ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. Москва: Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.
57. Храмов А.Н. Палеомагнетизм палеозоя / Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Осипова Э.П., Погарская И.А., Родионов В.П., ... Форш Н.Н // Ленинград: Труды ВНИГРИ, 1974. 3–238 с.
58. Храмов А.Н. и др. Палеомагнитология / А. Н. Храмов, Г. И. Гончаров // Ленинград: Недра, 1982. 312 с.
15. Шацилло А. В. Палеомагнетизм венда юга Сибирской платформы и некоторые аспекты позднедокембрийской геодинамики // канд. дис. – ИФЗ РАН, Москва, 2006.
59. Шацилло А.В. Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя / Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э., Федонкин М.А., Прияткина Н.С., Серов С.Г., Рудько С.В. // Доклады академии наук. 2015. Т. 465. № 4. С. 464–468.
60. Шпунт Б.Р. Докембрий Анабаро-Оленекского междуречья / Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А., Шаповалова И.Г. и др. // Новосибирск: Наука, 1976. 142 с.
61. Шпунт Б.Р. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы / Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. и др. // Новосибирск: Наука, 1979. 195 с.
62. Шпунт Б.Р. Поздний докембрий севера Сибирской платформы / Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. // Новосибирск: Наука, 1982. 225 с.
63. Эрнст. Р.Е. Куонамская крупная изверженная провинция (север Сибири 1501 млн лет): U-Pb геохронология, геохимия и корреляция с синхронным магматизмом других кратонов / Эрнст Р.Е., Округин А.В., Веселовский Р.В., Камо С.Л., Гамильтон М.А., Павлов В.Э., ... Роджерс К. // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 833–855.
64. Bowring S. Calibrating rates of early Cambrian evolution / Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov P. // Science. 1993. Т. 261. № 5126. С. 1293–1298.
65. Brown L.L. Paleomagnetism and magnetic mineralogy of Grenville metamorphic and igneous rocks, Adirondack Highlands, USA / Brown L.L., McEnroe S.A. // Precambrian Res. 2012. Т. 212–213. С. 57–74.

69. Buchan K. L. Key paleomagnetic poles and their use in Proterozoic continent and supercontinent reconstructions: A review / Buchan K. L. // *Precambrian Res.* 2013. T. 238. № 1. C. 93–110.
70. Buchan K. L. Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: The importance of key palaeomagnetic poles / Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G., Pesonen L.J., Elming S.Å., Abrahamsen N., Bylund G. // *Tectonophysics.* 2000. T. 319. № 3. C. 167–198.
71. Butler R. F. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes // Electronic edition.–1998. – T. 23.
72. Chew D. M. U-Pb and Th-Pb dating of apatite by LA-ICPMS / Chew D. M., Sylvester P. J., Tubrett M. N. // *Chem. Geol.* 2011. T. 280. № 1–2. C. 200–216.
73. Cocks L. R. M. Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic / Cocks L. R. M., Torsvik T. H. // *Earth-Science Rev.* 2007. T. 82. № 1–2. C. 29–74.
74. Day R. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence / Day R., Fuller M., Schmidt V. A. // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. T. 13. № 4. C. 260–267.
75. Debiche M. G. Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with applications to paleomagnetism / Debiche M. G., Watson G. S. // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* – 1995. – T. 100. – №. B12. – C. 24405-24429.
76. Didenko A. N. Palaeomagnetism and U–Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implications for pre-Neoproterozoic tectonics / Didenko A.N., Vodovozov V.Y., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., ... Kirnozova T.I // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2009. T. 323. C. 145–163.
77. Didenko A.N. Paleomagnetism of the Ulkan massif (SE Siberian platform) and the apparent polar wander path for Siberia in late Paleoproterozoic-early Mesoproterozoic times / Didenko A. N., Vodovozov V. Y., Peskov A. Y., Guryanov V. A., Kosynkin A. V. // *Precambrian Res.* 2015. T. 259. C. 58–77.
78. Didenko A.N. Paleomagnetism of granites from the Angara-Kan basement inlier, Siberian craton / Didenko A.N., Kozakov I.K., Dvorova A.V. // *Russ. Geol. Geophys.* 2009. T. 50. № 1. C. 57–62.
79. Dunlop D. J. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // *J. Geophys. Res.* 2002a. T. 107. № B3. C. 2056.
80. Dunlop D. J. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils // *J. Geophys. Res.* 2002b. T. 107. № B3. C. 2057.
81. Dunlop D. J., Özdemir Ö. Rock Magnetism. Fundamentals and Frontiers // *Cambridge Studies in Magnetism.* – 1997. – T. 3. – C. 573.
82. Elston D. P. 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 / Elston D. P., Enkin R. J., Baker J., Kisilevsky D. K. // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2002. T. 114. № 5. C. 619–638.
83. Emslie R. F. Further paleomagnetic results from the Michikamau Intrusion, Labrador / Emslie R. F., Irving E., Park J. K. // *Can. J. Earth Sci.* 1976. T. 13. № 8. C. 1052–1057.
84. Enkin R.J. A Computer Program Package for Analysis and Presentation of Paleomagnetic Data // Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. – 1994. – T. 16. – C. 16.
85. Ernst R.E. Mesoproterozoic intraplate magmatic «barcode» record of the Angola portion of the Congo Craton: Newly dated magmatic events at 1505 and 1110Ma and implications for Nuna (Columbia) supercontinent reconstructions / Ernst R. E., Pereira E., Hamilton M. A., Pisarevsky S. A., Rodrigues J., Tassinari C. C., ... Van-Dunem V. // *Precambrian Res.* – 2013. – T. 230. – C. 103-118.
86. Ernst R.E. The 1501 Ma Kuonamka Large Igneous Province of northern Siberia: U-Pb geochronology, geochemistry, and links with coeval magmatism on other crustal blocks / Ernst R. E., Okrugin A. V., Veselovskiy R. V., Kamo S. L., Hamilton M. A., Pavlov V., ... Rogers C. // *Russ. Geol. Geophys.* 2016a. T. 57. № 5. C. 653–671.
87. Ernst R.E. Southern Siberia and northern Laurentia: neighbours for a quarter of Earth's history / Ernst R. E., Hamilton M. A., Söderlund U., Hanes J. A., Gladkochub D. P., Okrugin A. V., ... Didenko A. N. // *Nat. Geosci.* 2016b.
88. Ernst R.E. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic / Ernst R. E., Hamilton M. A., Söderlund U., Hanes, J. A., Gladkochub D. P., Okrugin A. V., ... Didenko, A. N // *Nat. Geosci.* 2016c. T. 9. № 6. C. 464–469.
89. Ernst R.E. Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm / Ernst R.E., Baragar W.R.A. // *Nature.* 1992. T. 356. № 6369. C. 511–513.
90. Ernst R.E. Integrated paleomagnetism and U–Pb geochronology of mafic dikes of the eastern Anabar Shield region, Siberia: Implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia / Ernst R. E., Buchan K. L., Hamilton M. A., Okrugin A. V., Tomshin M. D. // *J. Geol.* 2000. T. 108. № 180. C. 381–401.
91. Evans D.A.D. Proterozoic low orbital obliquity and axial-dipolar geomagnetic field from evaporite palaeolatitudes // *Nature.* 2006. T. 444. № 7115. C. 51–55.
92. Evans D.A.D. Reconstructing pre-Pangean supercontinents // *Bull. Geol. Soc. Am.* 2013. T. 125. № 11–12. C. 1735–1751.
93. Evans D.A.D. Paleomagnetism of Mesoproterozoic margins of the Anabar Shield: A hypothesized billion-year partnership of Siberia and northern Laurentia / Evans D. A., Veselovskiy R. V., Petrov P. Y., Shatsillo A. V., Pavlov V. E. // *Precambrian Res.* 2016. T. 281. C. 639–655.
94. Evans D.A.D. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic supercontinent Nuna / Evans D.A.D., Mitchell R. N. // *Geology.* 2011. T. 39. № 5. C. 443–446.

95. Evans D.A.D. Plate tectonics on early Earth? Weighing the paleomagnetic evidence / Evans D.A.D., Pisarevsky S. A. // *Special Paper 440: When Did Plate Tectonics Begin on Planet Earth?* Geological Society of America, 2008. C. 249–263.
96. Fisher R. Dispersion on a Sphere // *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 1953. T. 217. № 1130. C. 295–305.
97. Flinn D. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid // *Geol. Mag.* 1965. T. 102. C. 36–45.
98. Gallet Y. Late Mesoproterozoic magnetostratigraphic results from Siberia: Paleogeographic implications and magnetic field behavior / Gallet Y., Pavlov V. E., Semikhatov M. A., & Petrov P. Y. // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2000. T. 105. № B7. C. 16481–16499.
99. Gallet Y. Toward constraining the long-term reversing behavior of the geodynamo: A new «Maya» superchron ~1 billion years ago from the magnetostratigraphy of the Kartochka Formation (southwestern Siberia) / Gallet Y., Pavlov V., Halverson G., Hulot, G. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. T. 339–340. C. 117–126.
100. Gallet Y. Magnetic reversal frequency and apparent polar wander of the Siberian platform in the earliest Palaeozoic, inferred from the Khorbusuonka river section (northeastern Siberia) / Gallet Y., Pavlov V., Courtillot V. // *Geophys. J. Int.* 2003. T. 154. № 3. C. 829–840.
101. Gladkochub D. The Siberian Craton and its evolution in terms of the Rodinia hypothesis / Gladkochub D., Pisarevsky S., Donskaya T., Natapov L., Mazukabzov A., Stanevich A., Sklyarov E. // *Episodes.* 2006a. T. 29. № 3. C. 169–174.
102. Gladkochub D. P. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia / Gladkochub D. P., Wingate M. T. D., Pisarevsky S. A., Donskaya T. V., Mazukabzov A. M., Ponomarchuk V. A., Stanevich A. M // *Precambrian Res.* 2006b. T. 147. № 3–4. C. 260–278.
103. Grant N. K. Rb-Sr and K-Ar ages of paleozoic glauconites from Ohio—Indiana and Missouri, U.S.A. / Grant N. K., Laskowski T. E., Foland K. A. // *Chem. Geol.* 1984. T. 46. № 3. C. 217–239.
104. Halls H. C. Paleomagnetic evidence for ~4000 km of crustal shortening across the 1 Ga Grenville orogen of North America // *Geology.* 2015. T. 43. № 12. C. 1051–1054.
105. Halls H. C. The Melville Bugt Dyke Swarm of Greenland: A Connection to the 1.5-1.6 Ga Fennoscandian Rapakivi Granite Province? / Halls H. C., Hamilton M. A., Denyszyn S. W. // *Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation.* Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2011. C. 509–535.
106. Hamilton M. A. U-Pb geochronology of the Western Channel Diabase, northwestern Laurentia: Implications for a large 1.59Ga magmatic province, Laurentia's APWP and paleocontinental

- reconstructions of Laurentia, Baltica and Gawler craton of southern Australia / Hamilton M. A., Buchan K. L. // *Precambrian Res.* 2010. T. 183. № 3. C. 463–473.
107. Harrison R. J. FORCinel: An improved algorithm for calculating first-order reversal curve distributions using locally weighted regression smoothing / Harrison R. J., Feinberg J. M. // *Geochemistry, Geophys. Geosystems.* 2008. T. 9. № 5.
108. Hrouda F. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics // *Geophys. Surv.* 1982. T. T.5. № 1. C. 37–82.
109. Hyodo H. Effect of anisotropy on the paleomagnetic contact test for a Grenville Dike / Hyodo H., Dunlop D. J. // *J. Geophys. Res.* 1993.
110. Irving E. Early Proterozoic geomagnetic field in western Laurentia: Implications for paleolatitudes, local rotations and stratigraphy / Irving E., Baker J., Hamilton M., Wynne P. J. // *Precambrian Res.* – 2004. – T. 129. – №. 3-4. – C. 251-270.
111. Jiang Z. Acquisition of chemical remanent magnetization during experimental ferrihydrite–hematite conversion in Earth-like magnetic field—implications for paleomagnetic studies of red beds / Jiang, Z., Liu, Q., Dekkers, M. J., Tauxe, L., Qin, H., Barrón, V., & Torrent, J. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. T. 428. C. 1–10.
112. Jupp P. E. Fitting smooth paths to spherical data / Jupp P. E., Kent J. T. // *J. R. Stat. Soc. Ser. C (Applied Stat.)* 1987. T. 36. № 1. C. 34–46.
113. Khudoley A. Proterozoic supercontinental restorations: Constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton / Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopiev A., MacLean J., ... Chipley D. // *Precambrian Res.* 2015. T. 259. C. 78–94.
114. Khudoley A. Sedimentary evolution of the Riphean–Vendian basin of southeastern Siberia / Khudoley A. K., Rainbird R. H., Stern R. A., Kropachev A. P., Heaman L. M., Zanin A. M., ... Sukhorukov V. I. // *Precambrian Res.* 2001. T. 111. № 1–4. C. 129–163.
115. Khudoley A. K. Meso-to Neoproterozoic evolution of the Siberian craton and adjacent microcontinents: an overview with constraints for Laurentian connection / Khudoley A. K., Kropachev A. P., Tkachenko V. I., Rublev A. G., Sergeev S. A., Matukov D. I., & Lyahnitskaya, O. Y. // *Proterozoic Geology of Western North America and Siberia. SEPM Special Publication.* 2007. C. 209–226.
116. Kirschvink J. L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // *Astron. Soc.* 1980. T. 62. C. 699–718.
117. Kodama K. P. *Paleomagnetism of Sedimentary Rocks: Process and interpretation.* – John Wiley & Sons, 2012. 164 c.

118. Kruiver P. P. Quantification of magnetic coactivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization / Kruiver P. P., Dekkers M. J., Heslop D. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. T. 189. № 3–4. C. 269–276.
119. Krumrei T. V. A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U/Pb isotopic study of the Ilímaussaq complex, South Greenland: Implications for the ^{40}K decay constant and for the duration of magmatic activity in a peralkaline complex / Krumrei T. V., Villa I. M., Marks M. A., Markl G. // *Chem. Geol.* 2006. T. 227. № 3–4. C. 258–273.
120. Kulakov E. V. Paleomagnetism of ~ 1.09 Ga Lake Shore Traps (Keweenaw Peninsula, Michigan): new results and implications / Kulakov E. V., Smirnov A. V., Diehl J. F. // *Can. J. Earth Sci.* 2013. T. 50. № 11. C. 1085–1096.
121. Kulakov E. V. Paleomagnetism of the ~ 1.1 Ga Coldwell Complex (Ontario, Canada): Implications for Proterozoic geomagnetic field morphology and plate velocities / Kulakov E. V., Smirnov A. V., Diehl J. F. // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2014. T. 119. № 12. C. 8633–8654.
122. Li Z. X. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis / Li Z. X., Bogdanova S. V., Collins A. S., Davidson A., De Waele B., Ernst R. E., ... Vernikovsky V. // *Precambrian Res.* 2008. T. 160. № 1–2. C. 179–210.
123. Malyshev S.V. Geodynamic significance of the mesoproterozoic magmatism of the Udzha paleorift (northern Siberian craton) based on U-Pb geochronology and paleomagnetic data / Malyshev S. V., **Pasenko A. M.**, Ivanov A. V., Gladkochub D. P., Savatenkov V. M., Meffre S., ... Shcherbakov V. // *Minerals.* 2018. T. 8. № 12. C. 555.
124. Maxbauer D.P. MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions / Maxbauer D.P., Feinberg J.M., Fox D.L. // *Comput. Geosci.* 2016. T. 95. C. 140–145.
125. McDougall I. Potassium-argon dating of glauconite from a greensand drilled at Site 270 in the Ross Sea, DSDP Leg 28. Washington DC: , 1977. 1071–1072 c.
126. McFadden P. L. Classification of the reversal test in palaeomagnetism / McFadden P. L., McElhinny M. W. // *Geophys. J. Int.* 1990. T. 103. № 3. C. 725–729.
127. Meert J. G. Paleomagnetic Evidence for a Paleo-Mesoproterozoic Supercontinent Columbia // *Gondwana Res.* – 2002. – T. 5. – №. 1. – C. 207-215.
128. Meert J. G. The Columbia supercontinent revisited / Meert J. G., Santosh M. // *Gondwana Res.* 2017. T. 50. C. 67–83.
129. Meert J. G. Revisiting the paleomagnetism of the 1.476 Ga St. Francois Mountains igneous province, Missouri / Meert J. G., Stuckey W. // *Tectonics.* 2002.
130. Metelkin D. V. Paleomagnetic directions from Nersa intrusions of the Biryusa terrane, Siberian craton, as a reflection of tectonic events during the Neoproterozoic / Metelkin D. V., Belonosov I. V.,

Gladkochub D. P., Donskaya T. V., Mazukabzov A. M., Stanevich A. M. // *Russ. Geol. Geophys.* 2005. T. 46. № 4. C. 398–413.

131. Metelkin D. V. Neoproterozoic evolution of Rodinia: constraints from new paleomagnetic data on the western margin of the Siberian craton / Metelkin D. V., Vernikovskiy V. A., Kazansky A. Y. // *Russ. Geol. Geophys.* 2007. T. 48. № 1. C. 32–45.

132. Muxworthy A. R. First-order reversal curve (FORC) diagrams for pseudo-single-domain magnetites at high temperature / Muxworthy A. R., Dunlop D. J. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002.

133. Ovchinnikova G. V. U-Pb systematics of the Precambrian carbonates: Riphean Sukhotungusinskaya suite of the Turukhanskoe Rise, Siberia / Ovchinnikova G.V., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., Belyatskii B.V., Vasilieva I.M., Levskii L.K. // *Lithol. Miner. Resources.* 1995. T. 30. № 5. C. 477–487.

134. Ovchinnikova G. V. Pb–Pb age of limestones of the middle Riphean Malgina Formation, the Uchur–Maya region of East Siberia / Ovchinnikova, G. V., Semikhatov, M. A., Vasil'eva, I. M., Gorokhov, I. M., Kaurova, O. K., Podkovyrov, V. N., & Gorokhovskii, B. M. // *Stratigr. Geol. Correl.* 2001. № 9. C. 490–502.

135. Palmer H. C. The Sudbury dikes of the Grenville Front region: paleomagnetism, petrochemistry, and K–Ar age studies / Palmer H. C., Merz B. A., Hayatsu A. // *Can. J. Earth Sci.* 1977. T. 14. № 8. C. 1867–1887.

136. Pavlov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks / Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. T. 276. № 3. C. 229–242.

137. Pavlov V. E. A new Siberian record of the ~1.0 Gyr-old Maya superchron / Pavlov V. E., Gallet Y., Petrov P. Y. // *Precambrian Res.* – 2019. – T. 320. – C. 350–370.

138. Pavlov V.E. Paleomagnetism of the upper Riphean Lakhandsinskaya group in the Uchuro-Maiskii area and the hypothesis of the late Proterozoic supercontinent / Pavlov V. E., Gallet Y., Shatsillo A. V. // *Izv. - Phys. Solid Earth.* 2000. T. 36. № 8. C. 638–648.

139. Pavlov V. Variations in geomagnetic reversal frequency during the Earth's middle age / Pavlov V., Gallet Y. // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. T. 11. C. 1–28.

140. Pesonen L. J. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic / Pesonen, L. J., Elming, S. Å., Mertanen, S., Pisarevsky, S., D'Agrella-Filho, M. S., Meert, J. G., ... Bylund, G. // *Tectonophysics.* 2003. T. 375. № 1–4. C. 289–324.

141. Piispa E. J. Paleomagnetism and Geochemistry of ~1144-Ma Lamprophyre Dikes, Northwestern Ontario: Implications for the North American Polar Wander and Plate Velocities / Piispa, E. J., Smirnov, A. V., Pesonen, L. J., Mitchell, R. H. // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2018. T. 123. № 8. C. 6195–6214.

142.

142. Pike C. R. Characterizing interactions in fine magnetic particle systems using first order reversal curves / Pike, C. R., Roberts, A. P., Verosub, K. L. // *J. Appl. Phys.* 1999. T. 85. № 9. C. 6660–6667.
143. Piper J. D. A. The palaeomagnetism of (Mesoproterozoic) Eriksfjord Group red beds, South Greenland: multiphase remagnetization during the Gardar and Grenville episodes / Piper, J. D. A., Thomas, D. N., Share, S., Rui, Z. Q. // *Geophys. J. Int.* 1999. T. 136. № 3. C. 739–756.
144. Piper J. D. A. Palaeopangaea in Meso-Neoproterozoic times: The palaeomagnetic evidence and implications to continental integrity, supercontinent form and Eocambrian break-up // *J. Geodyn.* 2010. T. 50. № 3–4. C. 191–223.
145. Pisarevsky S. A. Proterozoic Siberia: A promontory of Rodinia / Pisarevsky, S. A., Natapov, L. M., Donskaya, T. V., Gladkochub, D. P., Vernikovskiy, V. A. // *Precambrian Res.* 2008. T. 160. № 1–2. C. 66–76.
146. Pisarevsky S. A. Paleomagnetism of Cryogenian Kitoi mafic dykes in South Siberia: Implications for Neoproterozoic paleogeography / Pisarevsky, S. A., Gladkochub, D. P., Konstantinov, K. M., Mazukabzov, A. M., Stanevich, A. M., Murphy, J. B., ... Konstantinov, I. K // *Precambrian Res.* 2013. T. 231. C. 372–382.
147. Pisarevsky S. A. Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond / Pisarevsky, S. A., Elming, S. Å., Pesonen, L. J., Li, Z. X. // *Precambrian Res.* 2014. T. 244. № 1. C. 207–225.
148. Pisarevsky S. A. Siberia and Rodinia / Pisarevsky S. A., Natapov L. M. // *Tectonophysics.* 2003.
149. Rainbird R. H. U–Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia–Siberia connection / Rainbird, R. H., Stern, R. A., Khudoley, A. K., Kropachev, A. P., Heaman, L. M., Sukhorukov, V. I // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. T. 164. № 3–4. C. 409–420.
150. Roberts A. P. First-order reversal curve diagrams: A new tool for characterizing the magnetic properties of natural samples / Roberts A. P., Pike C. R., Verosub K. L. // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2000. T. 105. № B12. C. 28461–28475.
151. Rochette P. M. Diabase dikes emplacement in the Oman ophiolite: a magnetic fabric study with reference to geochemistry / Rochette P., Aubourg C., Perrin M. // *Ophiolite Genesis and Evolution of the oceanic lithosphere.* 1991. C. 55–82.
152. Roest W. R. Sea-floor spreading in the Labrador Sea: A new reconstruction / Roest W. R., Srivastava S. P. // *Geology.* 1989. T. 17. № 11. C. 1000.
153. Savatenkov V. M. An advanced stepwise leaching technique for derivation of initial lead isotope ratios in ancient mafic rocks: A case study of mesoproterozoic intrusions from the Udzhba paleo-rift, Siberian craton / Savatenkov V. M., Malyshev S. V., Ivanov A. V., Meffre S., Abersteiner A., Kamenetsky V. S., **Pasenko A. M.** // *Chemical Geology.* — 2019. — Vol. 528. — P. 119253

154. Shatsillo A.V. Paleomagnetic, Sedimentological, and Isotopic Data on Neoproterozoic Periglacial Sediments of Siberia: A New Perspective on the Low-Latitude Glaciations Problem / Shatsillo, A. V., Rud'ko, S. V., Latysheva, I. V., Rud'ko, D. V., Fedyukin, I. V., Malyshev, S. V. // *Izv. Phys. Solid Earth*. 2019. T. 55. № 6. C. 841–863.
155. Shatsillo A. V. Two competing Paleomagnetic directions in the Late Vendian: New data for the SW Region of the Siberian Platform / Shatsillo A. V., Didenko A. N., Pavlov V. E. // *Russ. J. Earth Sci.* 2005. T. 7. № 4. C. 1–24.
156. Shatsillo A. V. Paleomagnetism of Vendian rocks in the southwest of the Siberian Platform / Shatsillo A. V., Pavlov V. E. // *Russ. J. Earth Sci.* 2006. T. 8. № 2. C. 1–30.
157. Sklyarov E. V. Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif, southern Siberian craton / Sklyarov, E. V., Gladkochub, D. P., Mazukabzov, A. M., Menshagin, Y. V., Watanabe, T., Pisarevsky, S. A. // *Precambrian Res.* 2003. T. 122. № 1–4. C. 359–376.
158. Smethurst M.A. The Neoproterozoic and Palaeozoic paleomagnetic data for the Siberian platform: from Rodinia to Pangea / Smethurst M. A., Khramov A. N., Torsvik T. // *Earth Sci. Rev.* 1998. T. 43. C. 1–24.
159. Smirnov A. V. Evolving core conditions ca. 2 billion years ago detected by paleosecular variation / Smirnov, A. V., Tarduno, J. A., Evans, D. A. // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2011. T. 187. № 3–4. C. 225–231.
160. Swanson-Hysell N. L. Confirmation of progressive plate motion during the Midcontinent Rift's early magmatic stage from the Osler Volcanic Group, Ontario, Canada / Swanson-Hysell, N. L., Vaughan, A. A., Mustain, M. R., Asp, K. E. // *Geochemistry, Geophys. Geosystems*. 2014a. T. 15. № 5. C. 2039–2047.
161. Swanson-Hysell N. L. Magmatic activity and plate motion during the latent stage of Midcontinent Rift development / Swanson-Hysell, N. L., Burgess, S. D., Maloof, A. C., Bowring, S. A. // *Geology*. 2014b. T. 42. № 6. C. 475–478.
162. Tauxe L. Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: The bootstrap way / Tauxe L., Gee J. S., Staudigel H. // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2004. T. 103. № B8. C. 17775–17790.
163. Thébault E. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation / Thébault, E., Finlay, C. C., Beggan, C. D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., ... Zvereva, T. // *Earth, Planets Sp.* 2015. T. 67. № 1. C. 79.
164. Thompson J. Matrix effects in Pb/U measurements during LA-ICP-MS analysis of the mineral apatite / Thompson, J., Meffre, S., Maas, R., Kamenetsky, V., Kamenetsky, M., Goemann, K., ... Danyushevsky L. // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. Royal Society of Chemistry, 2016. C. 1206–1215.

165. Torsvik T. Plate tectonic modeling: virtual reality with GMAP / Torsvik T., Smethurst M. A. // *Comput. Geosci.* 1999. T. 25. C. 395–402.
166. Torsvik T. H. Phanerozoic Polar Wander, Palaeogeography and Dynamics / Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., ... Cocks, L. R. M. // *Earth-Science Rev.* 2012.
167. Upton B. G. J. Tectono-magmatic evolution of the younger Gardar southern rift, South Greenland // *Geol. Surv. Denmark Greenl. Bull.* 2013.
168. Vasyukova E. A. New isotope constraints on the time of formation of the Nersinskii dolerite complex from the Biryusa-Sayan area / Vasyukova, E. A., Metelkin, D. V., Letnikov, F. A., & Letnikova, E. F. // *Doklady Earth Sciences.* 2019. T. 485. № 5. C. 594–598.
169. Verbaas J. Rifting of western Laurentia at 1.38 Ga: The Hart River sills of Yukon, Canada / Verbaas, J., Thorkelson, D. J., Milidragovic, D., Crowley, J. L., Foster, D., Gibson, H. D., & Marshall D. D. // *Lithos.* 2018. – T. 316. – C. 243-260.
170. Vishnevskaya I. A. Chemostratigraphy and detrital zircon geochronology of the Neoproterozoic Khorbusuonka Group, Olenek Uplift, Northeastern Siberian platform / Vishnevskaya, I. A., Letnikova, E. F., Vetrova, N. I., Kochnev, B. B., Dril, S. I. // *Gondwana Res.* 2017. T. 51. C. 255–271.
171. Van der Voo R. The reliability of paleomagnetic data // *Tectonophysics.* 1990. T. 184. № 1. C. 1–9.
172. Warnock A. C. Using thermochronometry and low-temperature demagnetization to accurately date Precambrian paleomagnetic poles / Warnock A. C., Kodama K. P., Zeitler P. K. // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2000. – T. 105. – №. B8. – C. 19435-19453.
173. Weil A. B. The Proterozoic supercontinent Rodinia: Paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma / Weil, A. B., Van der Voo, R., Mac Niocaill, C., & Meert, J. G. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. – T. 154. – №. 1-4. – C. 13-24.
174. Wingate M. T. D. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography / Wingate, M. T., Pisarevsky, S. A., Gladkochub, D. P., Donskaya, T. V., Konstantinov, K. M., Mazukabzov, A. M., Stanevich, A. M. // *Precambrian Res.* 2009. T. 170. № 3–4. C. 256–266.
175. Zaitseva T. S. “Rejuvenated” Globular Phyllosilicates in the Riphean Deposits of the Olenek Uplift (North Siberia): Structural Identification and Geological Significance of Rb–Sr and K–Ar Age Data / Zaitseva, T. S., Gorokhov, I. M., Semikhatov, M. A., Kuznetsov, A. B., Ivanovskaya, T. A., Konstantinova, G. V., Dorzhieva, O. V. // *Stratigr. Geol. Correl.* 2018. T. 26. № 6. C. 611–633.
176. Zhao X. Magnetic domain state diagnosis using hysteresis reversal curves / Zhao, X., Roberts, A. P., Heslop, D., Paterson, G. A., Li, Y., Li, J. // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2017. T. 122. № 7. C. 4767–4789.

Список работ, опубликованных по теме диссертации***Статьи в реферируемых журналах из списка ВАК:***

1. **Пасенко А.М.**, Малышев С.В. Палеомагнетизм и возрастная корреляция мезопротерозойских пород Уджинского и Оленекского поднятий (северо-восток Сибирской платформы) // Физика Земли. – 2020. – №5. – С. 145-169. DOI:10.31857/S0002333720050063
2. Malyshev S.V., **Pasenko A.M.**, Ivanov A.V., Gladkochub D.P., Savatenkov V.M., Meffre S., Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Shcherbakov V.D. Geodynamic significance of the Mesoproterozoic magmatism of the Udzha Paleo-Rift (Northern Siberian Craton) based on U-Pb geochronology and paleomagnetic data // Minerals. – 2018. – Т. 8. – №. 12. – С. 555. DOI:10.3390/min8120555
3. Savatenkov V.M., Malyshev S.V., Ivanov A.V., Meffre S., Abersteiner A., Kamenetsky V.S., **Pasenko A.M.** An advanced stepwise leaching technique for derivation of initial lead isotope ratios in ancient mafic rocks: A case study of Mesoproterozoic intrusions from the Udzha paleo-rift, Siberian Craton // Chemical Geology. – 2019. – Т. 528. – С. 119253. DOI:10.1016/j.chemgeo.2019.07.028

Материалы и тезисы российских конференций:

1. **Пасенко А.М.**, Павлов В.Э. Палеомагнетизм протерозоя Сибири – синтез новых и старых данных // XXV юбилейная Всероссийская школа-семинар по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. филиал ИФЗ РАН, пос. Борок, Ярославская область, Россия, 25-29 сентября 2019
2. **Пасенко А.М.** Существовал ли трансдокембрийский мегаконтинент? Тестирование гипотезы на основании палеомагнитных данных // Научная конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН. – 2019. – С. 66-66
3. **Пасенко А.М.**, Малышев С.В. Палеомагнетизм докембрийских пород севера сибирской платформы на примере Уджинского и Оленекского поднятий // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – 2018. Выпуск 16. С. 201–203
4. **Пасенко А.М.** Положение Сибирской платформы в рифее по палеомагнитным данным // Научная конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН, Москва, Россия, 23-24 апреля 2018. – С. 64-64.

5. **Пасенко А.М.** Положение Сибирской платформы в рифее по палеомагнитным данным // Геология XXI века XVIII Всероссийской научной конференции студентов, аспирантов и молодых специалистов. — Саратов, 2018. — С. 8–9.
6. Малышев С.В., Иванов А.В., **Пасенко А.М.**, Гладкочуб Д.П., Худолей А.К., Саватенков В.М., Каменецкий В.С., Меффра С., Аберштайнер А. Мезопротерозойский магматизм Уджинского палеорифта и его геодинамическое значение: новые изотопные и палеомагнитные данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), – 2018. Выпуск 16. С. 175–177
7. **Пасенко А.М.** Новые палеомагнитные данные для Уджинской свиты Сибирской платформы (Верхний рифей) / Конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН, Институт физики Земли РАН, Россия, 24-28 апреля 2017
8. Малышев С.В., Худолей А.К., Дюфрейн С.Э., **Пасенко А.М.** Новые данные о возрасте обломочных цирконов из терригенных толщ севера Сибирской платформы (Уджинское поднятие и северный склон Анабарского щита) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), – 2017, Выпуск 15. С. 179–180
9. **Пасенко А.М.** Новые данные по Хайпахской свите (Верхний Рифей Оленекского поднятия) / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), – 2016, Выпуск 14. С. 220
10. **Пасенко А.М.** Палеомагнетизм неопротерозоя северо-востока Сибирской платформы / Конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН, 25-26 апреля 2016 г, ИФЗ РАН, Россия.

Материалы и тезисы зарубежных и международных конференций:

1. **Pasenko A.**, Savelev A., Malyshev S. Paleomagnetic data of the Siberian Mesoproterozoic rocks (Udzha Uplift, Northern Siberia) //EGU General Assembly Conference Abstracts. – 2020. – С. 9315. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-9315>, 2020
2. **Pasenko A.M.** Paleomagnetic and Geochronological data from Mesoproterozoic rocks of Northern Siberia // XXIst International Conference of Young Geologists, Herlany, 2020, Poland, November 5 - 7, V.89. P.60-61. ISBN: 978-83-933330-2-8
3. Malyshev S.V., Ivanov A.V., **Pasenko A.M.** Mesoproterozoic magmatism of the Udzha paleo-rift (Northern Siberian Craton) based on gechemical and paleomagnetic data // Large-scale Volcanism in the Arctic: The Role of the Mantle and Tectonics, Selfoss, Island, 13-18 oktober 2019.

4. **Pasenko A.M.**, Malyshev S.V. Paleomagnetism of the Udzha and Olenek Uplifts, Northern Siberia // 12th International Conference and School “PROBLEMS OF GEOCOSMOS”, October 8-12, 2018, SPbU.
5. **Pasenko A. M.**, Malyshev S. V. New paleomagnetic poles from Arctic Siberia support Indian Ocean option for the Neoproterozoic APWP of the Siberian craton // American Geophysical Union (AGU) Fall Meeting 2017, New Orleans, USA, 11-15 December 2017. – Т. 2017. – С. GP43B-0983
6. **Pasenko A.M.** The new paleomagnetic data from Udja Uplift (Northern Siberia) // International conference on paleomagnetic, and rock magnetism, Kazan', Russia, 2 -7 October 2017.

Тексты и полный список публикаций автора располагается в сети Интернет на сайте:
<https://istina.msu.ru/profile/Aleskandr/>