

ISSN 0002-3337

Номер 3

Май–Июнь 2024



ФИЗИКА ЗЕМЛИ

В журнале публикуются оригинальные теоретические и экспериментальные научные работы и обзоры по глобальной и прикладной геофизике, касающиеся изучения земных недр



СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 2024

Сейсмические импульсы перед землетрясением в Чили 2010 г. $M = 8.8$

Г.А. Соболев, И.Н. Мигунов

3

Результаты прогноза сильнейших землетрясений 06.02.2023 г.
в Южной Турции

А.И. Горшков, В.Г. Кособоков, О.В. Новикова

10

Влияние тяжелых включений в верхней коре
на термоконвективную неустойчивость литосферы

Б.И. Биргер

18

Особенности микросейсм озера Байкал по данным сети
сейсмических станций

*А.Н. Беседина, Ц.А. Тубанов, П.А. Предеин,
Д.П.-Д. Санжиева, Г.Н. Иванченко*

30

Магнитостратиграфия границы перми и триаса нижнего
течения р. Ветлуга (Восточно-Европейская платформа,
Нижегородская область)

А.М. Фетисова, Р.В. Веселовский, В.К. Голубев, М.П. Арефьев

51

Позднепалеозойское перемагничивание на западном склоне
Южного Урала: возраст и геотектонические следствия

М.Б. Аносова, А.В. Латышев

75

Что отражено в археомагнитной записи обожженной керамики?

*О.В. Пилипенко, Г.П. Марков, Н.В. Сальная,
П.А. Минаев, Н.А. Афиногенова*

107

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИМПУЛЬСЫ ПЕРЕД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ В ЧИЛИ 2010 г. $M=8.8$

© 2024 г. **Г. А. Соболев**¹, *, **И. Н. Мигунов**¹

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

*E-mail: sobolev@ifz.ru

Поступила в редакцию 27.11.2023 г.

После доработки 09.01.2024 г.

Принята к публикации 16.01.2024 г.

Исследованы записи скорости вертикального перемещения земной поверхности возле широкополосных сейсмических станций, расположенных на западном берегу Южной Америки и в прилегающем районе Тихого океана, где 27.02.2010 г. произошло землетрясение с магнитудой M_w 8.8. Начиная с 2009 г. в записях некоторых станций обнаружены асимметричные сейсмические импульсы длительностью в сотни секунд. Они возникали при спокойных метеорологических условиях и геомагнитной активности. Предполагается, что перед землетрясением происходили тектонические подвижки в литосфере океана и континента.

Ключевые слова: землетрясения, широкополосные сейсмические станции, тектонические деформации.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724030018>, **EDN:** APRXNH

ВВЕДЕНИЕ

В работах [Соболев, Мигунов, 2023; 2024] было продемонстрировано, что за несколько месяцев до землетрясения в эпицентральных зонах двух гигантских землетрясений с магнитудами $M \approx 9$ возле Суматры в 2004 г. и Японии 2011 г. возникали сейсмические импульсы, природа которых предположительно связывалась с движениями по геологическим разломам. В промежутке времени между этими сейсмическими событиями в Тихом океане у берегов Чили 27.02.2010 г. возникло землетрясение примерно такой же силы с $M \approx 9$ (более точно — с магнитудой M_w 8.8 [Duputel et al., 2012]), длина разрыва которого составляла более 500 км¹. Эпицентр находился в координатах [36.122° ю.ш.—72.898° з.д.] при глубине очага 22 км.

Это землетрясение не имело столь катастрофических социальных последствий, как события возле Суматры и Японии, в связи с чем, по-видимому, его описанию не уделялось большого внимания в научной литературе. У нас была возможность изучить сейсмические записи нескольких широкополосных станций системы IRIS, расположенных на континенте Южной Америки и в прибрежной области Тихого

океана. Эти станции, а также эпицентр землетрясения в Чили показаны на рис. 1. Станция LCO [29.01° ю.ш.—70.70° з.д.] расположена в горной системе Анд на высоте $H = 2299$ м, на расстоянии $R = 800$ км от эпицентра Чилийского землетрясения; станция LVC [22.61° ю.ш.—68.91° з.д.] — в той же горной системе $R = 1700$ км и $H = 2930$ м; станция NNA — [11.99° ю.ш.—76.84° з.д.] на побережье Тихого океана, $R = 2900$ км, $H = 575$ м; станция RPN [27.13° ю.ш.—109.33° з.д.] — на острове Rapaui, Easter, $R = 3700$ км, $H = 9$ м. Все эти станции оборудованы сейсмометрами STS-1, позволяющими исследовать при одной и той же чувствительности колебания в диапазоне 0.2–360 с [Wieland, Streckeisen, 1982]. Канал LHZ каждой станции регистрирует вертикальную скорость смещения грунта.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ

С учетом результатов ранее выполненных исследований в работах [Соболев, Мигунов, 2023; 2004] осуществлялся поиск асимметричных сейсмических импульсов, имеющих длительность порядка 200–300 с. Такие сигналы отличались даже визуально от сейсмических колебаний, вызванных как местными, так и удаленными землетрясениями. Это демонстрируется на рис. 2. В правой части

¹ https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/official/20100227063411530_30/finite-fault

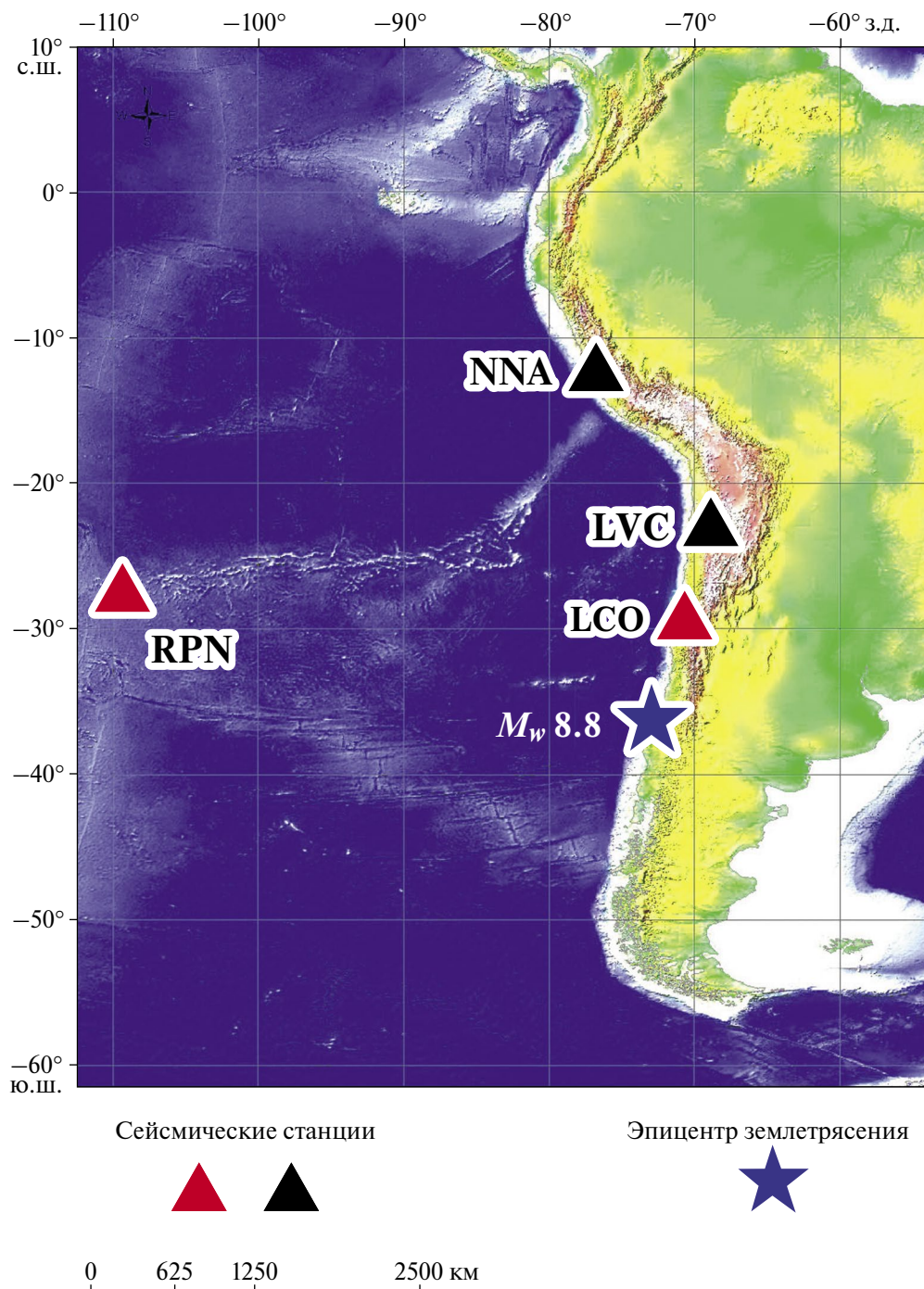


Рис. 1. Широкополосные сейсмические станции, данные которых использованы в настоящей работе. Красным цветом показаны станции, на записях которых были выявлены анализируемые в работе сейсмические импульсы.

рисунка показана запись на станции LCO землетрясения, возникшего под Тихим океаном на расстоянии примерно 2000 км к юго-западу от станции. Периоды колебаний местных сейсмических событий в данном частотном диапазоне составляют 25–35 с. Слева на рис. 2 показан один из импульсов, исследуемых в настоящей работе. Он появился за 6 часов до Чилийского землетрясения; имеет

однополярную форму и длительность 270 с. Мы ограничились анализом записей в разные годы только за интервалы январь–февраль. В эти месяцы на западе Южной Америки не проявляются субтропические циклоны², влияющие на сейсмический шум [Соболев и др., 2012].

² <http://weather.unisys.com/hurricane>

На ближайшей к эпицентру станции LCO один импульс появился в 2008 г., а в 2009 г. их было много. Примеры импульсов, не искаженных землетрясениями или помехами неизвестного происхождения, приведены на рис. 3. Слева от импульсов указаны величины атмосферного давления и скорости ветра в день возникновения соответствующего импульса. Для этого использованы данные метеообсерватории La Seren, расположенной в 50 км от сеймостанции LCO. Данные о приведенных на рисунке индексах геомагнитной активности получены из архива <http://www.spaceweatherlive.com>. В таблицах архива указаны величины планетарных Kp -индексов — отклонений магнитного поля Земли от нормы в течение трехчасовых интервалов соответствующих суток (GFZ Potsdam official Kp -index). Значения Kp -индексов при самых сильных бурях достигают величины 9.

Сейсмические импульсы, обнаруженные в записях станции RPN, представлены на рис. 4. Атмосферное давление и скорость ветра взяты по данным метеостанции Isla de Pascua, находящейся всего в 10 км от RPN.

При сопоставлении импульсов на станциях LCO и RPN было выяснено, что они появлялись с разницей в несколько часов или дней, в то время как местные или удаленные землетрясения регистрировались станциями с разницей менее 1000 с (на рисунках не показано). Можно, таким образом, предположить, что обсуждаемые импульсы возникали вблизи станции и область их распространения была меньше расстояния между станциями (менее 3000 км). Просмотр записей за январь—февраль 2006—2010 гг., представленных на рис. 1 станций, показал, что такие сигналы не возникали на станциях LVC и NNA.

ОБСУЖДЕНИЕ

Ранее мы отмечали, что сейсмические импульсы в минутном диапазоне периодов могут возникать при резких возмущениях атмосферного давления [Соболев и др., 2012], выпадении осадков [Соболев и др., 2022] и геомагнитных бурях [Соболев и др., 2020]. Применительно к настоящей работе было проверено, не совпадают ли времена импульсов с такими

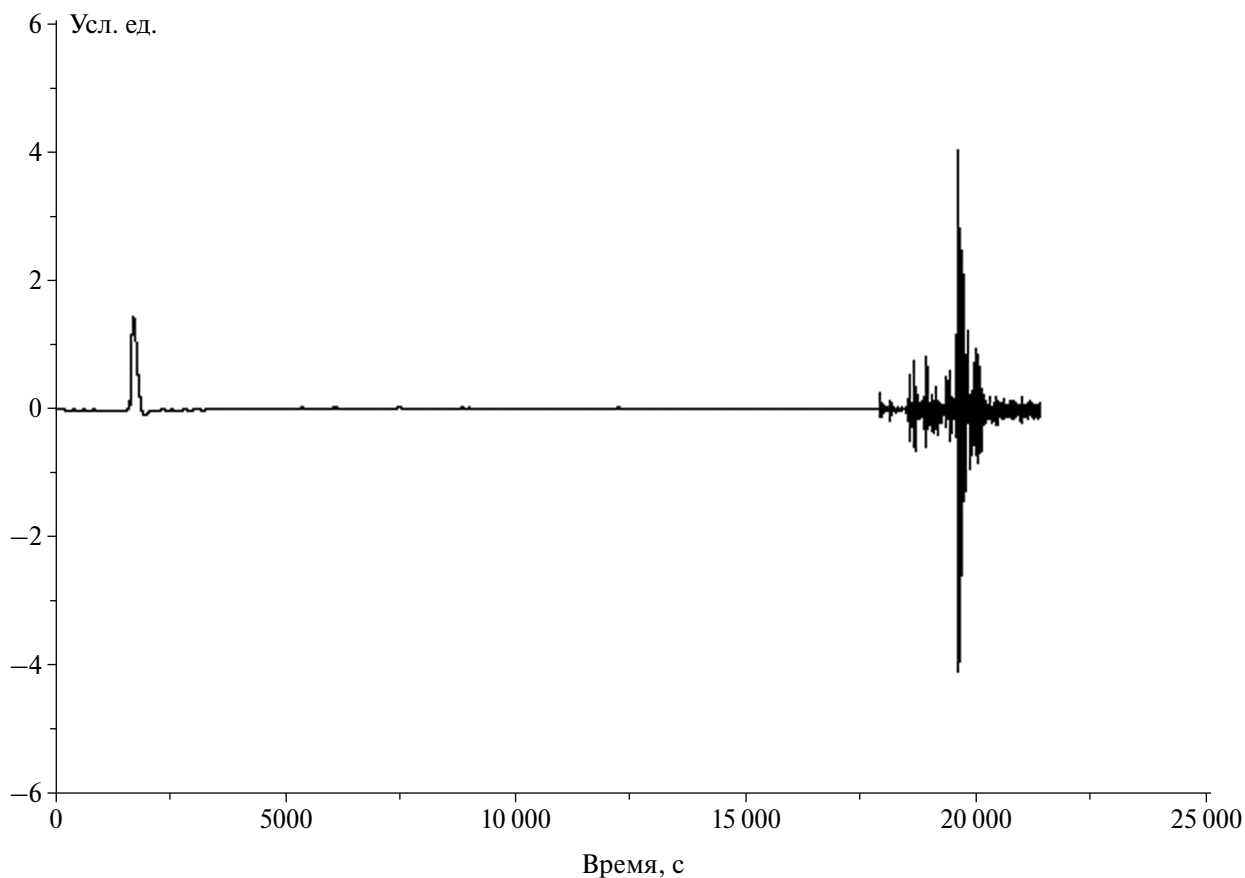


Рис. 2. Пример записи землетрясения (справа) и асимметричного импульса (слева), возникших вблизи очага землетрясения Чили, на станции LCO.

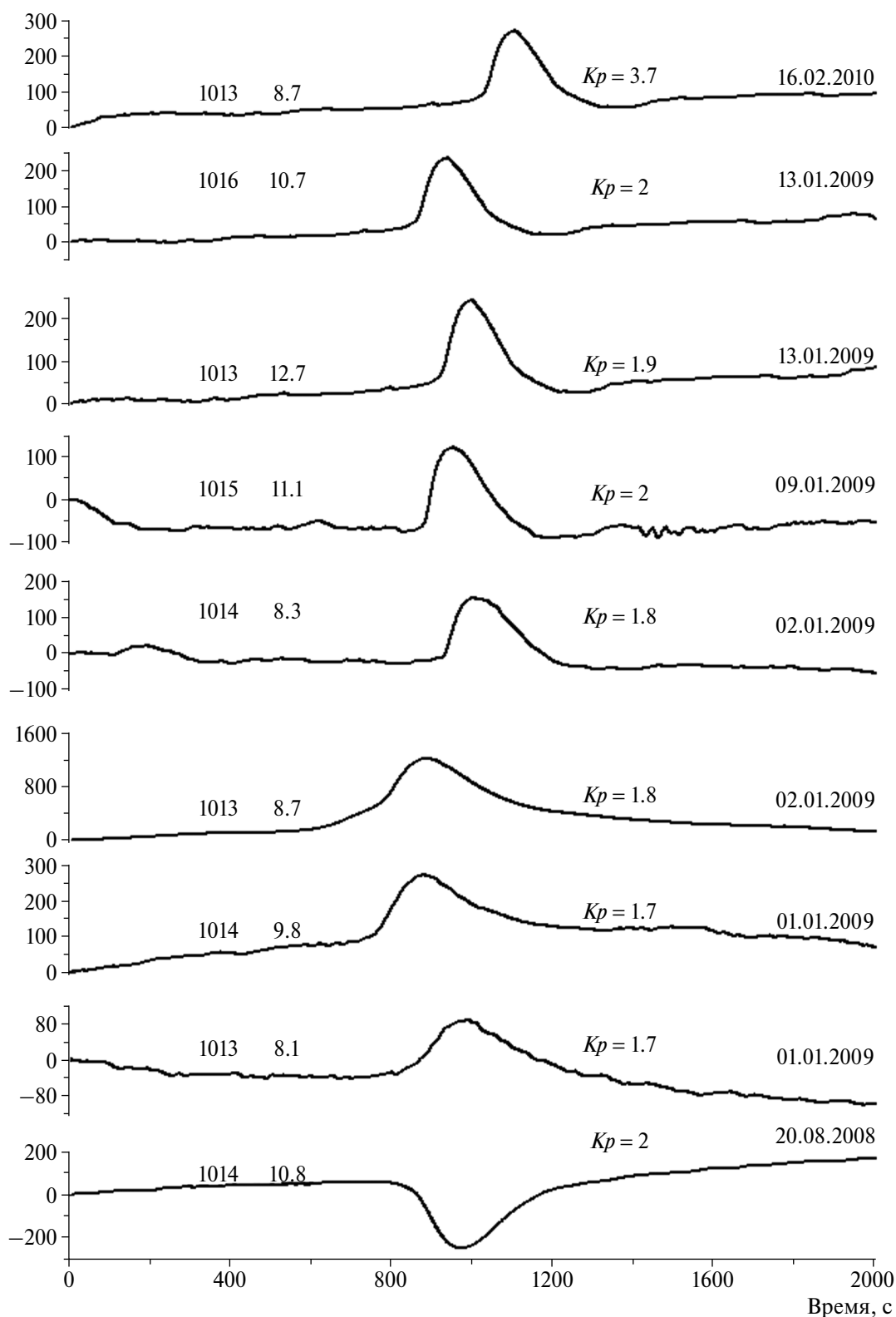


Рис. 3. Примеры сейсмических импульсов, записанных станцией LCO в некоторые дни перед землетрясением Чили. Даты записей показаны около кривых справа. По оси абсцисс — время в секундах от начала соответствующего фрейма, фрейм выбирался так, чтобы импульс находился в его середине. По оси ординат — величина сейсмической записи в условных единицах. Слева от импульсов указаны значения атмосферного давления (в гПа) и скорости ветра (в м/с), справа — уровень геомагнитной активности Kp .

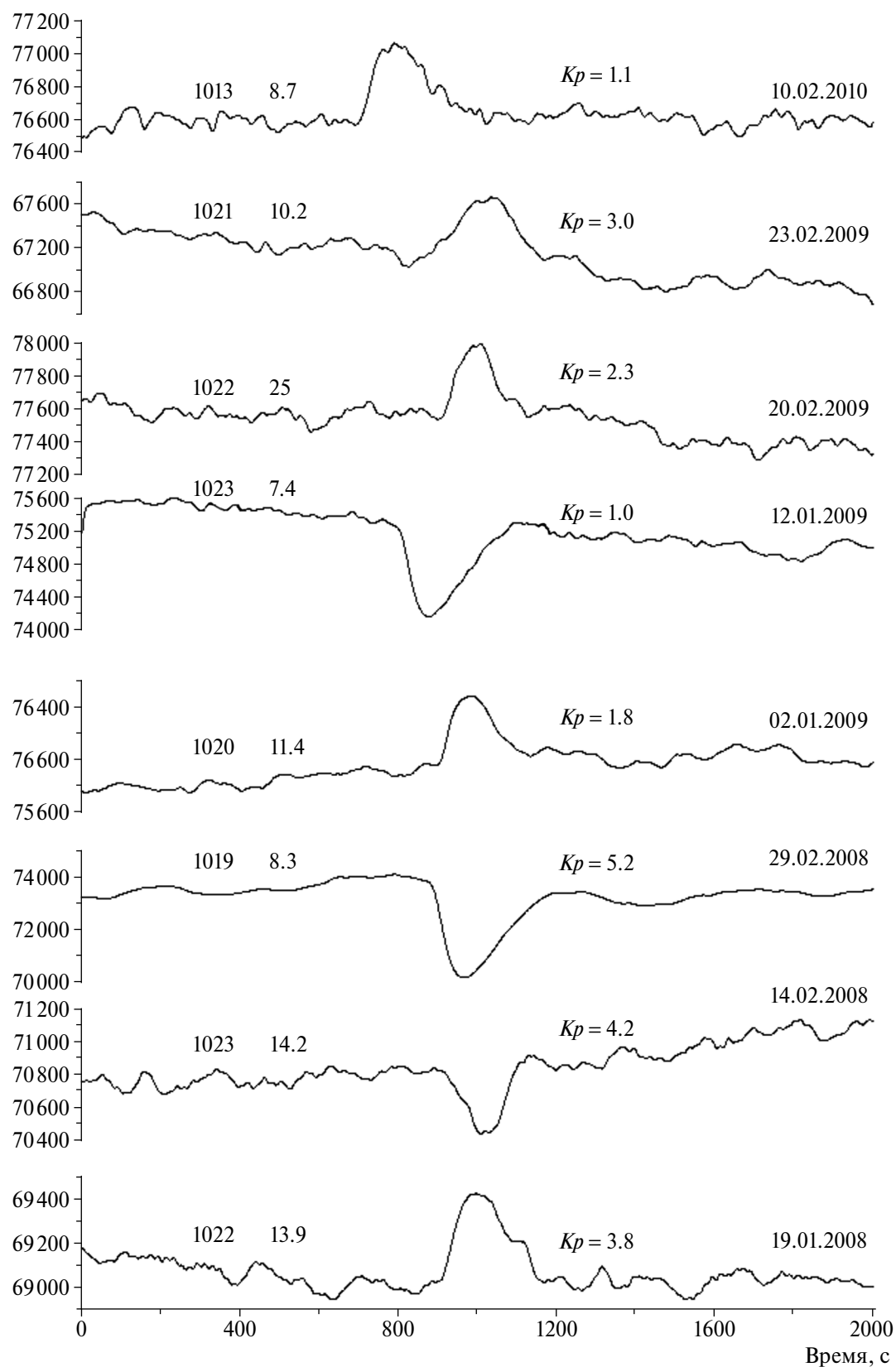


Рис. 4. Примеры сейсмических импульсов, записанных станцией RPN в некоторые дни перед землетрясением Чили. Обозначения – см. рис. 3.

экстремальными явлениями. Осадков во время показанных на рис. 3 и рис. 4 импульсов не выпадало. Величины атмосферного давления и скорости ветра были сопоставлены со средними значениями этих климатических параметров в периоды изучения импульсов: январь–февраль 2008, 2009, 2010 годов по данным вышеназванных близлежащих к станциям LCO и RPN метеорологических обсерваторий. Выяснено, что как для LCO, так и для RPN величины атмосферного давления и скорости ветра не выходили во всех случаях из диапазона трех стандартных отклонений. Следовательно, можно заключить, что импульсы появились при нормальных метеоусловиях. Не было также геомагнитных бурь с величинами $Kp > 5.5$. По доступным нам данным мы не можем что-то сказать о влиянии подземных флюидов, проявляющихся в литосфере в разной форме [Родкин, Рундквист, 2017].

Примечательным фактором на рис. 3 и рис. 4 является похожесть импульсов по форме на обеих сейсмических станциях. В работах [Соболев, Мигунов, 2023; 2024] обсуждалась гипотеза, что перед двумя гигантскими землетрясениями возле Суматры и в Японии с $M \approx 9$ в разломах земной коры и литосферы возникали медленные по сравнению со скоростью упругих волн подвижки. Обсуждаемые в настоящей работе результаты выявления импульсов перед Чилийским землетрясением не противоречат такому предположению. Приуроченность землетрясений к тектоническим разломам надежно установлена [Морозов и др., 2020]. В связи с этим не является, по нашему мнению, экзотическим предположение, что обсуждаемые импульсы отражают движения по разрывным нарушениям в земной коре и литосфере. Выявленное пространственное расположение импульсов в районе очага Чилийского землетрясения, естественно, указывает на тектоническую природу. Появление импульса вблизи сейсмической станции может быть связано с развитием подвижки по геологическому разлому. Относительно медленная подвижка не создает регистрируемые станцией сейсмические волны. Время нарастания первого колебания от землетрясения (справа на рис. 2) составляет 20 с. А время нарастания импульса (слева на рис. 2) равно 230 с. Если предположить, что скорость такого движения по разлому на порядок меньше скорости упругих колебаний (≈ 2 км/с), то длительность нарастания импульса около 10^2 с будет указывать на длину вовлеченного в движение разлома [Куксенко и др., 1983]; в нашем случае — это составляет порядка нескольких километров.

Высокая степень похожести форм импульсов, в том числе под континентом и океаном, вызывает вопросы. Не понятно, почему это наблюдается, несмотря на разномасштабную блоковую неоднородность литосферы [Садовский, Писаренко, 1991].

Рассмотрим более общую закономерность. Хорошо известно, что акустические сигналы возникают при закипании воды, т.е. при переходе жидкой фазы в газообразную. В работах [Садовский, Писаренко, 1991] показано, что горная порода состоит из разных по размеру и прочности блоков. Возникновение большого землетрясения означает переход квазисплошной среды к разрушенной. Такие явления известны в физике хаотических динамических систем [Ott, 2002]. При этом массовое появление импульсов может рассматриваться как предвестник и способствовать созданию метода среднесрочного прогноза землетрясений. Известны разнообразные способы прогнозов [Завьялов, 2006]. Большинство их основано на совпадении временных и пространственных аномалий разных геофизических явлений с местоположением землетрясения. Общим недостатком является отсутствие генетической связи с очагом. Рассматриваемое в настоящей работе явление может быть классифицировано как фундаментальный (*fundamental* — основной, коренной) предвестник, поскольку он основан на известной физической закономерности развития катастрофы в неоднородной среде.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений. М.: Наука. 2006. 254 с.
- Куксенко В.С., Станчиц С.А., Томилин Н.Г. Оценка размеров растущих трещин и областей разгрузки по параметрам акустических сигналов // Механика композитных материалов. 1983. № 3. С. 536.
- Морозов В.Н., Татаринов В.Н., Маневич А.И. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Турции (Измит, 1999 г., $M 7.4$) // Вулканология и сейсмология. 2020. № 2. С. 43–54.
- Родкин М. В., Рундквист Д.В. Геофлюидогеодинамика. Долгопрудный: Издательский Дом “Интеллект”. 2017. 288 с.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука. 1991. 96 с.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Соболев Д.Г. К вопросу о влиянии циклонов на сейсмичность // Вулканология и сейсмология. 2012. № 2. С. 1–12.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Мигунов И.Н. и др. Влияние магнитных бурь на низкочастотный сейсмический шум // Физика Земли. 2020. № 3. С. 3–28.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Мигунов И.Н. Влияние атмосферных осадков на движения поверхности твердой Земли // Вулканология и сейсмология. 2022. № 4. С. 1–13.

Соболев Г.А., Мигунов И.Н. Сейсмотектонические подвижки в минутном диапазоне периодов перед катастрофическим землетрясением в Японии 11 марта 2011 г. // Вулканология и сейсмология. 2024 (в печати).

Соболев Г.А., Мигунов И.Н. Сейсмотектонические изменения перед землетрясением Суматра 26.12.2004, $M = 9.1$ // Физика Земли. 2023. № 4. С. 29–38.

Dupute Z., Rivera L., Kanamori H., Hayes G. W phase source inversion for moderate to large earthquakes (1990–2010) // Geophysical Journal International. 2012. V. 189(2). P. 1125–1147.

Ott E. Chaos in dynamic systems. Cambridge Univ. Press. 2002. 478 p.

Wieland E., Streckeisen G. The leaf-spring seismometer – design and performance // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1982. V. 72. P. 2349–2367.

Seismic Pulses before the February 27, 2010, $M = 8.8$ Chile Earthquake

G. A. Sobolev^{a, *} and I. N. Migunov^a

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^{*}*e-mail: sobolev@ifz.ru*

Received November 27, 2023

revised January 9, 2024

accepted January 16, 2024

Abstract – The study analyzes the records of vertical velocity of the Earth's surface motions near broadband seismic stations located on the west coast of South America and in the adjacent region of the Pacific Ocean where the M_w 8.8 earthquake occurred on February 27, 2010. Starting from 2009, asymmetric seismic pulses lasting several hundred seconds have been detected in the records of some stations. These pulses appeared under quiet weather conditions and geomagnetic activity. It is believed that the earthquake was preceded by tectonic movements in the oceanic and continental lithosphere.

Keywords: earthquakes, wideband seismic stations, tectonic deformations

УДК 550.34.06.013.22

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОГНОЗА СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 06.02.2023 г. В ЮЖНОЙ ТУРЦИИ

© 2024 г. А. И. Горшков^{1, *}, В. Г. Кособоков^{1, **}, О. В. Новикова^{1, ***}

¹Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: gorshkov@mitp.ru

**E-mail: volodya@mitp.ru

***E-mail: onovikov@mitp.ru

Поступила в редакцию 19.10.2023 г.

После доработки 30.11.2023 г.

Принята к публикации 05.12.2023 г.

06.02.2023 г. с интервалом в 9 часов произошло два разрушительных землетрясения на юге центральной Турции, сотрясения от которых охватили и значительную часть северо-западной Сирии. В работе рассмотрено местоположение эпицентров этих землетрясений по отношению к прогнозу мест землетрясений с $M \geq 6.5$ для территории Анатолии и смежных регионов, который был получен в 1973 г. И.М. Гельфандом, В.И. Кейлис-Бороком и их соавторами с помощью алгоритма распознавания образов Кора-3 на основе данных морфоструктурного районирования. Также представлены результаты заблаговременного определения периодов повышенной вероятности сильнейших землетрясений, полученные с помощью алгоритма среднесрочного прогноза землетрясений М8. Установлено, что эпицентры землетрясений 06.02.2023 г. произошли в узле, который в 1973 г. был определен как потенциально сейсмоопасный для $M \geq 6.5$, а оба события произошли в пределах пространственно-временной области тревоги, диагностированной алгоритмом М8 в июле 2021 года.

Ключевые слова: землетрясения 06.02.2023 г. в Турции и Сирии, распознавание образов, алгоритм Кора-3, алгоритм М8.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724030027>, **EDN:** APCYMZ

ВВЕДЕНИЕ

06.02.2023 г. в 01:17 UTC (4:17 по местному времени) на юге центральной Турции возник очаг землетрясения с магнитудой M_w 7.8, за которым через 9 часов на расстоянии 37 км к западу–северо-западу от первого последовал второй толчок с M_w 7.5. Геофизическая служба РАН определила для этих событий M_S 8.0 и 7.8, соответственно. Интенсивность сотрясений в эпицентральной зоне обоих событий достигала XII баллов по модифицированной шкале Меркалли (ММИ). Катастрофические разрушения распространились на обширные территории Турции и северо-западной части Сирии общей площадью около 350 000 км², в результате которых подтвержденное число погибших составило более 59 тысяч человек (50 783 – в Турции и 8476 – в Сирии). Экономический ущерб от этих землетрясений оценивается в 104 миллиарда долларов США в Турции и 14.8 миллиарда

долларов США в Сирии, что является четвертым по величине за всю историю землетрясений.

Землетрясения произошли на стыке Анатолийской, Африканской и Аравийской плит в зоне Восточно-Анатолийской системы разломов. Хотя в последнее столетие магнитуды более 6-ти в этом районе не наблюдались, по историческим данным эта область характеризуется высокой сейсмической активностью: в период XVI–XX вв. здесь выявлены события с магнитудами от 6.6 до 7.4 [Ambraseys, 1989]. Некоторые современные исследования также указывают на высокий сейсмический потенциал Восточно-Анатолийского разлома. В частности, для его отдельных сегментов авторы статьи [Aktug et al., 2016] по данным GPS выявили значительный дефицит скольжения (*slip deficit*), позволивший предположить возможность возникновения землетрясений с M_w 7.4–7.7.

Впервые прогноз мест землетрясений для территории Турции и смежных регионов в рамках

единой методологии был разработан группой советских исследователей под руководством И.М. Гельфанда и В.И. Кейлис-Борока [Гельфанд и др., 1973; 1974а; 1974б]. Прогноз основывался на гипотезе о связи сильных землетрясений с дизъюнктивными узлами, формирующимися в местах пересечения морфоструктурных линеаментов. Методом формализованного морфоструктурного районирования [Алексеевская и др., 1977; Ранцман, 1979] в пределах Балкан, Эгейского моря, Анатолии и Закавказья было определено местоположение узлов, образованных пересечениями морфоструктурных линеаментов. Было установлено, что инструментальные эпицентры землетрясений с $M \geq 6.5$, известные в регионе за период 1900 – 1974 гг. расположены вблизи некоторых узлов, обладающих характерными признаками. Целью исследования было определить возможность возникновения землетрясений с $M \geq 6.5$ в остальных узлах региона, где такие события на тот момент времени были неизвестны. Задача была решена с помощью алгоритма распознавания образов Кора-3 [Бонгард, 1967], адаптированного для поиска критериев высокой сейсмичности [Гельфанд и др., 1972; 1973; Gelfand et al., 1976]. В результате в Анатолии и смежных регионах были определены потенциально высокосейсмичные узлы, в которых возможно возникновение землетрясений с магнитудой $M \geq 6.5$.

В данной работе мы (1) проверяем результаты, полученные в работах [Гельфанд и др., 1973; 1974а], сопоставляя местоположения землетрясений с $M \geq 6.5$, которые произошли после 1974 г., с распознанными высокосейсмичными узлами для этого магнитудного порога, и (2) демонстрируем оперативный среднесрочный прогноз сильнейших землетрясений на январь–июнь 2023 г., полученный в ходе глобального эксперимента, ведущегося в реальном времени с 1992 г. [Healy et al., 1992; Kossobokov, Shebalin, 2003; Кособоков, Щепалина, 2020; Ismail-Zadeh, Kossobokov, 2021; Kossobokov, Soloviev, 2021] и реализовавшийся возникновением катастрофической последовательности землетрясений 06.02.2023 г. в Караманмараше, Турция.

ПРОВЕРКА РЕЗУЛЬТАТОВ РАСПОЗНАВАНИЯ ВЫСОКОСЕЙСМИЧНЫХ И НИЗКОСЕЙСМИЧНЫХ ОБЛАСТЕЙ В АНАТОЛИИ И СМЕЖНЫХ РЕГИОНАХ

В работах [Гельфанд и др., 1973; 1974а] получил развитие подход, который той же группой исследователей был впервые разработан и

применен для выделения высокосейсмичных узлов в пределах горно-складчатых областей Памира и Тянь-Шаня [Гельфанд и др., 1972]. Методология основана на применении алгоритмов распознавания образов к данным морфоструктурного районирования. Метод морфоструктурного районирования, акцентированный на анализе современного рельефа [Алексеевская и др., 1977; Ранцман, 1979] позволяет разделить исследуемую территорию на иерархическую систему блоков земной коры, разграниченных зонами морфоструктурных линеаментов, в местах пересечения которых формируются морфоструктурные узлы. К узлам оказались приурочены эпицентры сильных землетрясений. Этот факт впервые был эмпирически установлен при изучении Памира и Тянь-Шаня [Гельфанд и др., 1972] и впоследствии получил подтверждение во многих сейсмоактивных регионах мира, где было проведено морфоструктурное районирование и распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. Обзоры исследований по применению этой методологии приведены в работах [Горшков, 2010; Соловьев и др., 2014; Кособоков, Соловьев, 2018].

В работах [Гельфанд и др., 1973; 1974а] объектами распознавания рассматривались узлы пересечения линеаментов, где авторы называли такие узлы дизъюнктивными. Впоследствии их стали определять как морфоструктурные узлы [Ранцман, 1979]. Задача состояла в разделении множества всех узлов региона на два класса: высоко- (**В**) – и низкосейсмичные (**Н**) относительно пороговой магнитуды $M_0 = 6.5$ с помощью логического алгоритма распознавания с обучением Кора-3 [Бонгард, 1967; Гельфанд и др., 1974]. Для обучения алгоритма рассматривались две обучающие выборки: $\mathbf{B}_0$ – объекты (узлы), априори принадлежащие классу **В**, и $\mathbf{H}_0$ – объекты, априори относящиеся к классу **Н**. В подмножество $\mathbf{B}_0$ включались узлы, которые содержали известные в регионе эпицентры сильных землетрясений. В подмножество $\mathbf{H}_0$ включались узлы, вблизи которых отсутствуют эпицентры землетрясений с $M \geq M_0$. Естественно, невозможно получить “чистое” подмножество $\mathbf{H}_0$, являющееся материалом обучения класса **Н**. В некоторых таких узлах возможны землетрясения с $M \geq M_0$, которые неизвестны на момент решения задачи распознавания из-за короткого периода инструментальной регистрации сейсмичности. Задача распознавания и заключалась в определении таких узлов. Разделение узлов на классы **В** и **Н** было проведено на основе

геоморфологических и морфоструктурных параметров, единообразно определенных для каждого узла. Эти параметры характеризуют интенсивность новейших тектонических движений, сложность строения узла и раздробленность земной коры в его окрестностях.

При решении задачи распознавания в Анатолии и смежных регионах узлы были определены как круги радиуса $r = 40$ км с центрами в точках пересечения линеаментов. Распознанные в работе [Гельфанд и др., 1974а] высокосейсмичные узлы показаны на рис. 1.

После решения задачи в 1974 г. в Анатолии и смежных регионах по данным глобальной базы данных о землетрясениях NEIC произошло 36 землетрясений с $M \geq 6.5$. Перечень этих событий представлен в таблице, а их соотношение с прогнозом из работы [Гельфанд и др., 1974а] показано на рис. 1. Эпицентры 32-х из них попали в высокосейсмичные области. При этом эпицентры 15-ти землетрясений произошли в узлах **В**, которые на момент проведения распознавания землетрясения рассматриваемых магнитуд не были известны. Одно событие (№ 8 в таблице и на рис. 1) произошло вблизи узла, отнесенного распознаванием к классу **Н**, а три землетрясения (№№ 19, 31 и 33) возникли на линеаментах, но вне узлов.

Сопоставление прогноза мест землетрясений с $M \geq 6.5$, разработанного в работе [Гельфанд и др., 1974а] с фактическими событиями такой силы, произошедшими после 1974 г., показывает его достаточно высокую достоверность. Около 89% (32 землетрясения из 36) последующих

землетрясений возникли в пределах узлов **В**. Особо отметим, что 14 землетрясений после 1974 г. возникли в узлах **В*** (таблица), где на момент решения задачи распознавания события с $M \geq 6.5$ были неизвестны.

Эпицентры землетрясений 06.02.2023 г. (№№ 35 и 36 на рис. 1) произошли в сложно устроенном узле, где Восточно-Анатолийский разлом круто меняет свое простирание с северо-восточного на юго-юго-западное и продолжается в южном направлении как разлом Мертвого моря. В этот же узел с юго-запада входит разлом Критской дуги. Сочленение таких крупных разломных зон обусловило высокую степень раздробленности земной коры в окрестностях узла, что нашло отражение в характерных признаках узлов класса **В**, которые были определены алгоритмом Кора-3. Следует особо отметить, что уже при переносе критериев высокой сейсмичности со Средней Азии на Анатолию и смежные регионы [Гельфанд и др., 1973] узел, где случились катастрофические землетрясения 06.02.2023 г., характеризовался десятью из 11-ти признаков класса **В** при отсутствии признаков класса **Н**. В Анатолии признаки узлов **В** сформированы в основном из показателей тектонической раздробленности: длина главного линеамента, сложность узла, близость линеаментов первого ранга, сближенность линеаментов. Признаки узлов **В** содержат такие значения перечисленных параметров, которые указывают на повышенную раздробленность земной коры [Гельфанд и др., 1974а].

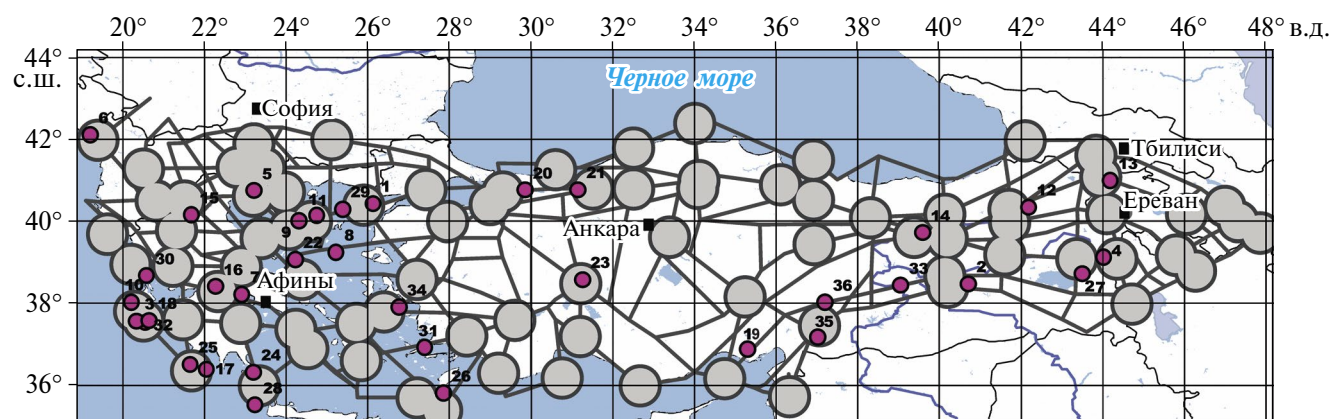


Рис. 1. Схема линеаментов Анатолии и прилегающих регионов и распознанные высокосейсмичные узлы для $M \geq 6.5$. Высокосейсмичные пересечения **В** показаны серыми кругами радиусом 40 км. Эпицентры землетрясений с $M \geq 6.5$, произошедших после 1974 г., показаны сиреневыми точками с номерами, соответствующими номерам в таблице).

Землетрясения в Анатолии и смежных регионах, произошедшие после 1974 г., и их соотношение с прогнозом в работе [Гельфанд и др., 1974а]

Номер события на рис. 1	Дата	Широта, град.	Долгота, град.	Магнитуда	Соотношение с прогнозом
1	27.03.1975	40.42N	26.14E	6.7	В
2	06.09.1975	38.47N	40.72E	6.7	В*
3	11.05.1976	37.56N	20.35E	6.7	В
4	24.11.1976	39.12N	44.03E	7.3	В*
5	20.06.1978	40.74N	23.23E	6.6	В
6	15.04.1979	42.10N	19.21E	7.3	В
7	24.02.1981	38.22N	22.93E	6.8	В*
8	19.12.1981	39.24N	25.23E	7.6	Н
9	18.01.1982	40.00N	24.32E	7.0	В
10	17.01.1983	38.03N	20.23E	7.2	В
11	06.08.1983	40.14N	24.76E	7.3	В*
12	30.10.1983	40.33N	42.19E	6.9	В
13	07.12.1988	40.99N	44.19E	7.0	В*
14	13.03.1992	39.71N	39.60E	6.9	В
15	13.05.1995	40.15N	21.69E	6.8	В*
16	15.06.1995	38.40N	22.28E	6.5	В
17	13.10.1997	36.38N	22.07E	6.7	В
18	18.11.1997	37.57N	20.66E	6.6	В
19	27.06.1998	36.88N	35.31E	6.6	вне узлов
20	17.08.1999	40.75N	29.86E	7.8	В*
21	12.11.1999	40.76N	31.16E	7.5	В
22	26.07.2001	39.06N	24.24E	6.6	В
23	03.02.2002	38.57N	31.27E	6.5	В*
24	08.01.2006	36.31N	23.21E	6.7	В*
25	14.02.2008	36.50N	21.67E	6.9	В
26	15.07.2008	35.80N	27.86E	6.5	В
27	23.10.2011	38.72N	43.51E	7.3	В
28	12.10.2013	35.51N	23.25E	6.6	В*
29	24.05.2014	40.29N	25.39E	6.9	В
30	17.11.2015	38.67N	20.60E	6.5	В*
31	20.07.2017	38.67N	27.41E	6.6	вне узлов
32	25.10.2018	37.52N	20.56E	6.8	В
33	24.01.2020	38.43N	39.06E	6.7	вне узлов
34	30.10.2020	37.90N	26.78E	7.0	В*
35	06.02.2023	37.17N	37.03E	7.8	В*
36	06.02.2023	38.02N	37.20E	7.5	В*

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕРИОДОВ ПОВЫШЕННОЙ ВЕРОЯТНОСТИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ВОСТОКЕ ТУРЦИИ

Несмотря на очевидные успехи в изучении землетрясений их актуально оперативный прогноз и сегодня остается одной из наиболее острых и дискуссионных проблем наук о Земле. Развитие информационных наук и технологий в 1970-е годы привело к внедрению математических методов распознавания образов в практику естественнонаучных исследований. В частности, классические работы цикла «Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений» [Гельфанд и др., 1972; 1973; 1974а; 1974б] предъявили решения бессрочного нулевого приближения задачи прогноза землетрясений и привели к пониманию пределов универсальности сейсмических процессов в различном геотектоническом окружении. Подобие математически строго сформулированных количественных критериев нулевого приближения явилось одним из основополагающих аргументов в пользу систематического поиска общих самоподобных признаков приближающейся катастрофы в динамике последовательности землетрясений малой силы. Результаты такого поиска были представлены уже в 1984 г. на 27-ом Международном геологическом конгрессе, в частности, прототип алгоритма М8 [Кейлис-Борок, Кособоков, 1984], основная версия которого к 1986 г. была проверена ретроспективно в пятнадцати регионах мира [Кейлис-Борок, Кособоков, 1984] и предъявила возможность среднесрочного приближения на месяцы—годы с неопределенностью локализации в несколько (5–10) очагов ожидаемого землетрясения.

После осуществившихся прогнозов катастрофических землетрясений в Армении (Спитак, 07.12.1988 г.) и Калифорнии (Лома Приета, 18.10.1989 г.) был реализован совместный российско-американский проект экспериментальной проверки алгоритма прогноза землетрясений [Healy et al., 1992; Kossobokov et al., 1997]. С 1992 года по настоящее время каждые полгода и на полгода вперед алгоритм М8 по состоянию оперативно обновляемых Геологической службой США (USGS) данных глобальной сейсмичности на 1 января и 1 июля текущего года (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search>) определяет диагностику областей ожидаемого возникновения сильнейших землетрясений мира. В 1997 г. была подтверждена высокая статистическая значимость

этих предсказаний и их уточнения по алгоритму М8-MSc [Kossobokov et al., 1990] в Тихоокеанском сейсмическом поясе [Kossobokov et al., 1999], а с 1999 г. по настоящее время среднесрочный прогноз по алгоритмам М8 и М8-MSc ведется всюду, где статистики землетрясений малой силы достаточно для надежной диагностики ожидаемых землетрясений из магнитудных диапазонов $M8.0+$ и $M7.5+$ [Kossobokov, Shebalin, 2003; Кособоков, Щепалина, 2020; Ismail-Zadeh, Kossobokov, 2021; Kossobokov, Soloviev, 2021]. Тогда же карты актуальных прогнозов по алгоритмам М8 и М8-MSc стали публиковаться на сайте ограниченного доступа Международного института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН (в настоящее время, ИТПЗ РАН).

В январе 2023 г. была подтверждена область тревоги, диагностированная алгоритмом М8 в июле 2021 г. (рис. 2). Сильнейшие события последовательности землетрясений в Караман-мараше 06.02.2023 г. (номера 35 и 36 в таблице) произошли в районе, где данных USGS недостаточно для применения алгоритма М8, ориентированного на диапазон магнитуд $M7.5+$, в пределах области, предупрежденной об ожидаемых событиях $M8.0+$.

Следует отметить, что определение магнитуды первого сильного толчка USGS (M_{ww} 7.8) может быть занижено: по данным независимых определений значения магнитуд других сейсмологических агентств основной толчок следует отнести в диапазон $M8.0+$. Так, например, Геофизическая служба РАН приводит значение M_s 8.0, турецкий Региональный Центр Мониторинга Землетрясений и Цунами RETMC — M_{wp} 8.0, а обсерватория GEOSCOPE — M_w 8.0 по данным глобальной сети широкополосных сейсмографов.

Таким образом, прогноз возможного возникновения землетрясения из диапазона $M8.0+$ по алгоритму М8, объявленный в середине 2021 г. и подтвержденный оперативной диагностикой в начале 2023 г. (рис. 2), очевидно реализован катастрофическими событиями 6 февраля. Следует отметить, что актуально ошибочное уточнение локализации эпицентров этих событий, полученное по алгоритму М8-MSc, объясняется неполнотой каталога землетрясений в этом районе, где, как указано выше, данных USGS недостаточно для применения алгоритма М8, ориентированного на прогноз в диапазоне $M7.5+$.

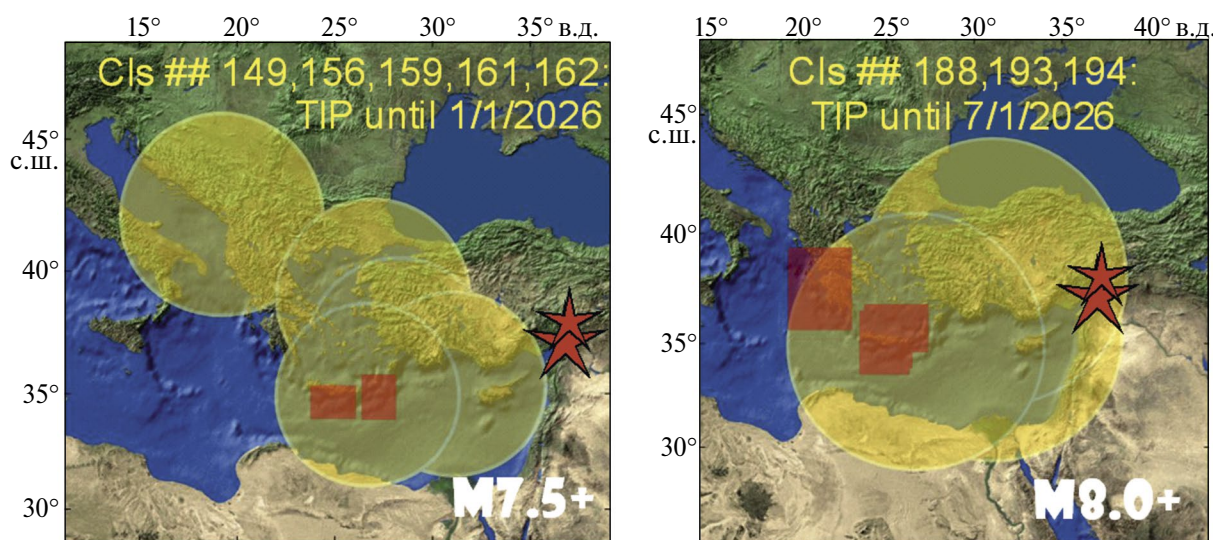


Рис. 2. Диагностика тревоги (Time of Increased Probability, TIP) в кругах исследования (Circles of Investigation, CIs) по алгоритму M8 на январь–июнь 2023 г. и эпицентры сильнейших землетрясений M_{MW} 7.8 и 7.5 06.02.2023 г. (звезды).

Примечания: (1) Прогнозы относятся исключительно к сейсмоактивным областям в пределах 180 и 262 кругов исследования радиуса 427 и 667 км, ориентированных на глобальный мониторинг событий в диапазонах $M7.5+$ и $M8.0+$, соответственно. (2) Оба землетрясения произошли за пределами территории мониторинга в диапазоне $M7.5+$ (слева) на территории мониторинга в диапазоне $M8.0+$ (справа). (3) Актуально ошибочное уточнение прогнозов по алгоритму M8-MSc отмечено красными многоугольниками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проверка результатов распознавания мест возможного возникновения землетрясений с $M \geq 6.5$, полученных в работе [Гельфанд и др., 1974а] показала, что турецкие землетрясения 06.02.2023 г. возникли в потенциально опасном для этой магнитуды узле. Анализ расположения землетрясений с $M \geq 6.5$, которые произошли после 1974 г. в пределах всей Анатолии и смежных регионов подтвердил достаточно высокую эффективность прогноза от 1974 г.: около 89% последующих землетрясений возникли в пределах узлов В. Особого внимания заслуживает то, что 14 землетрясений после 1974 г. возникли в узлах В* (таблица), где на момент решения задачи распознавания события с $M \geq 6.5$ были неизвестны. Проведенная в работе проверка результатов распознавания для Анатолии и смежных регионов, а также данные глобальной верификации результатов распознавания во всех ранее изученных регионах [Gorshkov, Novikova, 2018] свидетельствуют, что:

- гипотеза о связи сильных землетрясений с морфоструктурными узлами в целом подтверждается, хотя и не на 100%;

- схемы морфоструктурного районирования, отражающие иерархическую систему взаимосвязанных блоков, являются достаточно

адекватной основой для выделения потенциальных мест землетрясений;

- методика распознавания мест возможного возникновения сильных землетрясений достаточно эффективна для выявления сейсмоопасных районов.

Следовательно, сейсмогенные узлы, определяемые распознаванием образов, предоставляют систематическую информацию первого порядка, которая может внести значительный вклад в надежную оценку сейсмической опасности. Информация о потенциальных местах сильных землетрясений может быть непосредственно использована для целей оценки сейсмоопасности как отдельных объектов критической инфраструктуры, так и включаться в существующие методы оценки сейсмической опасности. Например, использование данных о потенциально сейсмогенных узлах в неопределенностном подходе (NDSHA) для оценки сейсмической опасности позволяет заполнять возможные пробелы в сейсмической истории изучаемого региона [Panza et al., 2020]. Важность сейсмогенных узлов в приложениях NDSHA была продемонстрирована для итальянского региона [Peresan et al., 2011; Gorshkov et al., 2021; Brandmayr et al., 2021], а также для северо-восточного Египта [Gorshkov et al., 2019].

Как и в случае Великого землетрясения 11.03.2011 г. у восточного побережья острова Хонсю в Японии [Davis et al., 2012] заблаговременный прогноз катастрофического события на стыке Восточного Анатолийского разлома и рифта Мертвого моря по алгоритму М8 не был использован, прежде всего, из-за отсутствия (1) адекватной связи между ответственными за чрезвычайные ситуации и прогностической информацией о землетрясении и (2) опыта практического применения существующих методологий подготовки к чрезвычайным ситуациям, в частности, политики в отношении того, как принимать решения на основе информации среднесрочного прогноза ограниченной, но известной точности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеевская М.А., Габриэлов А.М., Гвишиани А.Д., Гельфанд И.М., Раницман Е.Я. Морфоструктурное районирование горных стран по формализованным признакам. Распознавание и спектральный анализ в сейсмологии / Кейлис-Борок В.И. (ред.). Вычисл. Сейсмология. Вып. 10. М.: Наука. 1977. С. 33–49.
- Бонгард М.М. Проблема узнавания. М.: Наука. 1967. 320 с.
- Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Извекова М.Л., Кейлис-Борок В.И., Раницман Е.Я. О критериях высокой сейсмичности // Докл. АН СССР. 1972. Т. 202. № 6. С. 1317–1320.
- Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Извекова М.Л., Кейлис-Борок В.И., Раницман Е.Я. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. 1. Памир и Тянь-Шань. Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных / Кейлис-Борок В.И. (ред.). Вычисл. Сейсмология. Вып. 6. М.: Наука. 1973. С. 107–133.
- Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Жидков М.П., Калецкая М.С., Кейлис-Борок В.И., Раницман Е.Я. Опыт переноса критериев высокой сейсмичности со Средней Азии на Анатолию и смежные регионы // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210. № 2. С. 327–330. <https://www.mathnet.ru/rus/dan/v210/i2/p327>
- Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Жидков М.П., Калецкая М.С., Кейлис-Борок В.И., Раницман Е.Я., Ротвайн И. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. II. Четыре региона Малой Азии и Юго-Восточной Европы. Машинный анализ цифровых сейсмических данных / Кейлис-Борок В.И. (ред.). Вычисл. Сейсмология. Вып. 7. М.: Наука. 1974а. С. 3–40.
- Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Жидков М.П., Кейлис-Борок В.И., Раницман Е.Я., Ротвайн И.М. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. III. Случай, когда границы дизъюнктивных узлов неизвестны // Машинный анализ цифровых сейсмических данных / Кейлис-Борок В.И. (ред.). Вычисл. Сейсмология. Вып. 7. М.: Наука. 1974б. С. 41–64.
- Горшков А.И. Распознавание мест сильных землетрясений в Альпийско-Гималайском поясе. М.: КРАСАНД. 2010. 472 с.
- Кейлис-Борок В.И., Кособоков В.Г. Комплекс долгосрочных предвестников для сильнейших землетрясений мира. Землетрясения и предупреждение стихийных бедствий. 27-й Международный геологический конгресс, 4–14 августа 1984 г. Москва. Коллоквиум С6. М.: Наука. Т. 61. С. 56–66.
- Кейлис-Борок В.И., Кособоков В.Г. Периоды повышенной вероятности возникновения сильнейших землетрясений мира. Математические методы в сейсмологии и геодинимике / Кейлис-Борок В.И. (ред.). Вычисл. Сейсмология. Вып. 19. М.: Наука. 1986. С. 48–58.
- Кособоков В.Г., Щепалина П.Д. Времена повышенной вероятности возникновения сильнейших землетрясений мира: 30 лет проверки гипотезы в реальном времени // Физика Земли. 2020. № 1. С. 1–10. <https://doi.org/10.1134/S0002333720010068>
- Кособоков В.Г., Соловьев А.А. Распознавание образов в задачах оценки сейсмической опасности // Чебышевский сборник. 2018. Т. 19. № 4. С. 55–90. <https://doi.org/10.22405/2226-8383-2018-19-4-55-90>
- Раницман Е.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М.: Наука. 1979. 170 с.
- Соловьев А.А., Гвишиани А.Д., Горшков А.И., Добровольский М.Н., Новикова О.В. Распознавание мест возможного возникновения землетрясений: методология и анализ результатов // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. 2014. № 2. С. 161–178.
- Aktug B., Ozener H., Dogru A., Sabuncu A., Turgut B., Halicioglu K., Yilmaz O., Havazli E. Slip rates and seismic potential on the East Anatolian Fault System using an improved GPS velocity field // Journal of Geodynamics. 2016. V. 94–95. P. 1–12.
- Ambraseys N.N. Temporary seismic quiescence: SE Turkey // Geophys. J. Int. 1989. V. 96. P. 311–331.
- Brandmayr E., Vaccari F., Panza G.F. Neo-deterministic seismic hazard assessment of Corsica-Sardinia block // Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali. 2021. <https://doi.org/10.1007/s12210-021-01033-w>
- Davis C., Keilis-Borok V., Kossobokov V., Soloviev A. Advance Prediction of the March 11, 2011 Great East Japan Earthquake: A Missed Opportunity for Disaster Preparedness // International Journal of Disaster Risk Reduction. 2012. V. 1. P. 17–32. DOI: 10.1016/j.ijdr.2012.03.001
- Gelfand I.M., Guberman Sh.A., Keilis-Borok V.I., Knopoff L., Press F., Ranzman E.Ya., Rotwain I.M., Sadovsky A.M. Pattern recognition applied to earthquake epicenters in California // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1976. V. 11(3). P. 227–283. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(76\)90067-4](https://doi.org/10.1016/0031-9201(76)90067-4)
- Gorshkov A., Novikova O. Estimating the validity of the recognition results of earthquake prone areas using the Arc-Map // Acta Geophysica. 2018. V. 66(5). P. 843–853. Doi: 10.1007/s11600-018-0177

- Gorshkov A., Hassan H., Novikova O. Seismogenic nodes ($M \geq 5.0$) in north-east of Egypt and implication for seismic hazard assessment // *Pure Appl. Geophys.* 2019. V. 176(2). P. 593–610. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-2012-9>
- Gorshkov A., Panza G.F., Soloviev A., Brandmayr E. On the seismic potential of the Corsica–Sardinia block // *Rend. Fis. Acc. Lincei.* 2021. V. 32 P. 715–728. <https://doi.org/10.1007/s12210-021-01014-z>
- Healy J.H., Kossobokov V.G., Dewey J.W. A test to evaluate the earthquake prediction algorithm, M8. U.S. Geol. Surv. Open-File Report 92-401. 1992. 23 p. with 6 Appendices. <https://doi.org/10.3133/ofr92401>
- Ismail-Zadeh A., Kossobokov V. Earthquake Prediction, M8 Algorithm. Encyclopedia of Solid Earth Geophysics. Encyclopedia of Earth Sciences Series / Gupta H.K. (ed.). Springer. 2021. P. 204–207. https://doi.org/10.1007/978-3-030-58631-7_157
- Kossobokov V., Shebalin P. Earthquake Prediction. In: Keilis-Borok V.I., Soloviev A.A. (eds) *Nonlinear Dynamics of the Lithosphere and Earthquake Prediction*. Springer Series. Synergetics. Berlin, Heidelberg: Springer. 2003. P. 141–207. https://doi.org/10.1007/978-3-662-05298-3_4
- Kossobokov V.G., Healy J.H., Dewey J.W. Testing an earthquake prediction algorithm // *Pure Appl. Geophys.* 1997. V. 149. P. 219–232. <https://doi.org/10.1007/BF00945168>
- Kossobokov V.G., Keilis-Borok V.I., Smith S.W. Localization of intermediate-term earthquake prediction // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95(B12). P. 19763–19772. <https://doi.org/10.1029/JB095IB12P19763>
- Kossobokov V.G., Romashkova L.L., Keilis-Borok V.I., Healy J.H. Testing earthquake prediction algorithms: Statistically significant real-time prediction of the largest earthquakes in the Circum-Pacific, 1992–1997 // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1999. V. 111(3–4). P. 187–196. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(98\)00159-9](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(98)00159-9)
- Kossobokov V.G., Soloviev A.A. Testing Earthquake Prediction Algorithms // *Journal of the Geological Society of India.* 2021. V. 97. P. 1514–1519. <https://doi.org/10.1007/s12594-021-1907-8>
- Panza G.F., Bela J. NDSHA: A new paradigm for reliable seismic hazard assessment // *Engineering Geology.* 2020. V. 275. P. 105403.
- Peresan A., Zuccolo E., Vaccari F., Gorshkov A., Panza G. Neo-Deterministic Seismic Hazard and Pattern Recognition Techniques: Time-Dependent Scenarios for North-Eastern Italy // *Pure Appl. Geophys.* 2011. V. 168. P. 583–607. [doi:10.1007/s00024-010-0166-1](https://doi.org/10.1007/s00024-010-0166-1)

Prediction Results for the Strongest Earthquakes in Southern Turkey on February 6, 2023

A. I. Gorshkov^{a, *}, V. G. Kossobokov^{a, **}, and O. V. Novikova^{a, ***}

^a*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

*e-mail:gorshkov@mitp.ru

**e-mail:volodya@mitp.ru

***e-mail:onovikov@mitp.ru

Received October 19, 2023

revised November 30, 2023

accepted December 5, 2023

Abstract — On February 6, 2023, two devastating earthquakes struck southern central Turkey, nine hours apart. The ground shaking from these earthquakes even swept over a significant part of northwestern Syria. In this paper, we consider the locations of the epicenters of these earthquakes relative to the prediction of $M \geq 6.5$ earthquake epicenters in Anatolia and adjacent regions, which was made in 1973 by I.M. Gelfand, V.I. Keilis-Borok and their colleagues using the Kora-3 pattern recognition algorithm based on morphostructural zoning data. We also present the results of early detection of periods with an increased probability of the strongest earthquakes as determined by the medium-term prediction algorithm for M8 earthquakes. It is found that the epicenters of the February 6, 2023 earthquakes occurred in a knot identified in 1973 as potentially earthquake-prone for $M \geq 6.5$, and both events occurred within the spatial and temporal boundaries of the alert area diagnosed by the M8 algorithm in July 2021.

Keywords: February 6, 2023 earthquakes in Turkey and Syria, pattern recognition, Cora-3 algorithm, M8 algorithm

УДК 550.3

ВЛИЯНИЕ ТЯЖЕЛЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ВЕРХНЕЙ КОРЕ НА ТЕРМОКОНВЕКТИВНУЮ НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ

© 2024 г. Б. И. Биргер

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

E-mail: birgerbor@mail.ru

Поступила в редакцию 10.10.2023 г.

После доработки 19.01.2024 г.

Принята к публикации 23.01.2024 г.

Методом линейной теории для малых возмущений исследуется устойчивость тяжелых включений в верхней коре. Существование такого рода включений с повышенной плотностью связано с химической неоднородностью или фазовыми переходами. При малых деформациях, рассматриваемых в рамках линейной теории устойчивости, имеет место неустановившаяся ползучесть, которая описывается реологической моделью Андраде. При такой реологии конвективная неустойчивость утолщенных участков литосферы имеет колебательный характер: инкремент является комплексным числом, действительная часть которого близка к нулю (пороговая неустойчивость). Тяжелые включения в верхней коре дают малую комплексную поправку к инкременту, определяющему конвективную неустойчивость литосферы, чуть увеличивая его действительную и мнимую части, повышая неустойчивость и частоту колебаний.

Ключевые слова: тяжелые включения, верхняя кора, литосфера, неустановившаяся ползучесть, конвективная неустойчивость.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724030034>, **EDN:** ANLAOI

ВВЕДЕНИЕ

Литосфера, определяемая как пограничный слой, формируемый крупномасштабной мантийной конвекцией, значительно толще, чем холодный верхний слой коры, обладающий очень высокой эффективной вязкостью. Литосфера, определяемая таким образом, включает в себя не только верхние вязкие слои Земли, которые при не слишком медленных процессах ведут себя как упругие, но и астеносферу (слой с пониженной эффективной вязкостью, которая соответствует данным о послеледниковых поднятиях земной поверхности). Толщина конвективной литосферы порядка 100 км, а в некоторых регионах достигает 200 км. Несогласованности, возникающие из-за различных определений понятия “литосфера”, подробно обсуждаются в работах [Anderson, 1995; Karato, 2008; Биргер, 2016].

В тектонике плит обычно предполагается, что нижняя граница литосферной плиты определяется изотермой ($\approx 1300^\circ\text{K}$). Вертикальный градиент температуры в литосфере оценивается как $1.3^\circ\text{K}/\text{км}$, а ниже этого пограничного слоя градиент температуры почти нулевой. Актуальное для литосферы число Рэлея близко

к критическому, т.е., к такому числу Рэлея, при котором происходит переход от конвективной устойчивости к конвективной неустойчивости. Те участки литосферы (континентальные кратоны), где ее толщина повышена, а градиент температуры понижен, наиболее неустойчивы, и в них возникает вторичная мелкомасштабная конвекция [Birger, 2013]. Критическое число Рэлея зависит от периодичности по горизонтали возникающего течения. Эта периодичность описывается волновым числом k , которое дает горизонтальный размер π/k конвективной ячейки. Волновое число определяется начальным возмущением равновесного состояния. При анализе влияния на конвективную устойчивость тяжелых включений в верхней коре предполагается, что утяжеленный участок верхней коры имеет горизонтальный размер L . Этот размер определяет волновое число $k = \pi/L$. Когда L заметно меньше толщины литосферы (например, при $L = 30$ км), литосферу можно моделировать как полупространство, подстилающее верхнюю кору.

Геоматериал, как и любой поликристаллический материал, обладает не только упругостью,

но и ползучестью, которая определяется имеющимися дефектами в идеально правильной кристаллической структуре. Упруго-ползучая реология хорошо описывается моделью Максвелла, которая представляет полную деформацию в виде суммы упругой деформации и вязкой деформации. Ползучесть геоматериала, конечно, не описывается вязкой ньютоновской моделью, однако можно ввести эффективную ньютоновскую вязкость, зависящую от характерной продолжительности рассматриваемого процесса. Материал, описываемый моделью Максвелла, ведет себя как упругий при быстрых процессах, характерное время которых мало в сравнении с временем Максвелла, представляющим собой отношение эффективного коэффициента вязкости к упругому модулю сдвига. При медленных процессах с характерным временем, значительно более продолжительным, чем время Максвелла, материал ведет себя как вязкий. В настоящей работе рассматривается очень медленный процесс, что позволяет пренебречь упругими свойствами геоматериала.

В линейной теории устойчивости зависимость возмущения от времени ищется в виде $e^{\lambda t}$, где λ — комплексный инкремент. Исследуемой системе обычно соответствует целый набор инкрементов λ . Если действительные части всех инкрементов λ отрицательны или равны нулю, система устойчива, а если действительная часть хотя бы одного из инкрементов положительна, система неустойчива. Каждому значению инкремента λ соответствует процесс, длительность которого определяется временем $1/|\lambda|$. В предыдущем исследовании устойчивости тяжелых включений в верхней коре [Биргер, 2023] найдены три значения инкремента: $|\lambda_1| \gg |\lambda_2| \gg |\lambda_3|$. Чисто мнимый инкремент $\lambda_1 = i\omega$, соответствует упругому поведению верхней коры и подстилающего слоя. Отрицательный инкремент λ_2 соответствует процессу, при котором верхняя кора ведет себя как упругая, а подстилающий слой демонстрирует вязкость. Положительный инкремент λ_3 (его величина очень мала) характеризует медленный процесс (неустойчивость Рэлея–Тейлора), при котором оба слоя ведут себя как вязкие. Однако при рассмотрении такого медленного процесса в литосфере необходимо учитывать ее теплопроводность и присутствующий в ней вертикальный градиент температуры. Настоящая работа завершает исследование устойчивости тяжелых включений в верхней коре. Исследуется гравитационная устойчивость с учетом имеющегося в литосфере вертикального градиента температуры или,

другими словами, исследуется конвективная устойчивость литосферы, верхний слой которой обладает повышенной плотностью.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Рассматривается двухслойная модель, причем нижний слой представлен как полупространство. Начало координат помещено на нижней поверхности верхнего слоя, а ось z направлена вертикально вверх. Верхний слой ($0 < z < d$) моделирует верхнюю кору, а полупространство ($z < 0$) — подстилающую литосферу. Начальное состояние в решаемой задаче — это литостатическое равновесие. В этом состоянии отсутствуют девиаторные напряжения, а давление связано с плотностью уравнением:

$$\frac{dp_0}{dz} = -\rho_0(z)g, \quad (1)$$

где g — ускорение силы тяжести, а плотность определена как:

$$\rho_0(z) = \rho + \Delta\rho \text{ при } 0 < z < d,$$

$$\rho_0(z) = \rho \text{ при } -\infty < z < 0.$$

В состоянии литостатического равновесия Земля испытывает огромное давление, вызванное гравитацией. Еще Рэлей ввел представление, согласно которому напряжение в Земле складывается из литостатического давления и небольшого добавочного напряжения, которое связано с деформациями, отсчитываемыми от равновесного состояния, обычными соотношениями линейной теории упругости или вязкоупругости. Это представление, широко используемое в современной геофизике, применяется и в данной статье. Уравнения, описывающие возмущения литостатического равновесия несжимаемой среды, записываются в виде:

$$-\frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = \rho \frac{\partial}{\partial t} v_x, \quad (2)$$

$$-\frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + \rho g \alpha \theta = \rho \frac{\partial}{\partial t} v_z, \quad (3)$$

$$\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = 0, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} - \frac{dT}{dz} v_z - \kappa \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) \theta = 0, \quad (5)$$

где: p — возмущение давления; σ_{xx} , σ_{xz} и σ_{zz} — компоненты девиаторного тензора напряжений; v_x и v_z — скорости; θ — возмущение температуры;

κ — температуропроводность; $\frac{dT}{dz}$ — вертикальный градиент невозмущенной температуры, который предполагается однородным по глубине литосферы; ρ — плотность; α — коэффициент теплового расширения; g — гравитационное ускорение. Скорости, напряжения, возмущения давления и температуры являются функциями вертикальной пространственной координаты z , горизонтальной координаты x и времени t . Уравнения (2) и (3) описывают двумерное движение среды (движение происходит в плоскости xz) с учетом силы Архимеда. Уравнение (4) представляет собой условие несжимаемости среды, а уравнение (5) является уравнением теплового баланса. К уравнениям (1)–(5) добавляются реологические уравнения:

$$\sigma_{xx} = 2\eta \dot{\epsilon}_{xx}, \sigma_{zz} = 2\eta \dot{\epsilon}_{zz}, \sigma_{xz} = 2\eta \dot{\epsilon}_{xz}, \quad (6)$$

где η — коэффициент вязкости. Уравнения (6) связывают девиаторные напряжения со скоростями деформаций, которые определены как:

$$\dot{\epsilon}_{xx} = \frac{\partial v_x}{\partial x}, \quad \dot{\epsilon}_{zz} = \frac{\partial v_z}{\partial z}, \quad \dot{\epsilon}_{xz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right). \quad (7)$$

Уравнения (1)–(7) справедливы и для верхнего, и для нижнего слоя, моделированного как полупространство. Однако плотности и реологические свойства слоев отличаются. Чтобы учесть скачок плотности на границе между слоями, необходимо ввести граничные условия.

Условие несжимаемости для вязкой среды, при выполнении которого справедливо уравнение (4), записываются в виде:

$$\tau \gg \frac{\eta}{K}, \quad (8)$$

где τ — характерное время рассматриваемого течения, а K — модуль всестороннего сжатия. При выполнении условия

$$\tau \gg \frac{\rho d^2}{\eta} \quad (9)$$

в уравнениях (2) и (3) могут быть отброшены инерционные члены, что законно при достаточно медленном течении с большим характерным временем τ . Такие течения называются ползущими, а конвективные течения в Земле являются типичным примером ползущих течений. Кроме того, использовано приближение Буссинеска, в рамках которого можно пренебречь механической сжимаемостью среды, а термическую сжимаемость учитывать только в уравнениях

движения. Литосфера, проявляющая и упругие, и вязкие свойства, описывается вязкоупругой реологической моделью Максвелла. Упругостью можно пренебречь при достаточно медленном течении, когда

$$\tau \gg \eta/\mu, \quad (10)$$

где μ — упругий модуль сдвига, а η/μ называют временем Максвелла.

Для перехода к безразмерным переменным, введем следующие масштабы. Масштаб длины — толщина слоя d ; масштаб времени — d^2/κ , где κ — температуропроводность; масштаб скорости — κ/d ; масштаб давления (и напряжений) — $\kappa\eta/d^2$. В качестве масштаба температуры принят перепад температуры $\Delta T = \frac{dT}{dz}d$ между горячей нижней и холодной верхней поверхностями слоя.

Литосфера характеризуется следующими значениями физических параметров [Теркот, Шуберт, 1985]:

$$\frac{dT}{dz} = 1.3 \cdot 10^{-2} \text{ }^\circ\text{K/м}, \quad \alpha = 3 \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{K}^{-1},$$

$$\rho = 3 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3, \quad g = 10 \text{ мс}^{-2}, \quad (11)$$

$$\kappa = 10^{-5} \text{ м}^2\text{с}^{-1}, \quad \mu = 6 \cdot 10^{10} \text{ Па}, \quad K = 3 \cdot 10^{11} \text{ Па}.$$

Эффективная вязкость холодной верхней коры на несколько порядков выше, чем эффективная вязкость подстилающих ее горячих слоев литосферы. Толщина верхней коры, которая принимается в качестве масштаба длины, оценивается как $d = 10^4$ м.

Исследуя устойчивость тяжелой верхней коры методом линейной теории устойчивости, вертикальную скорость представим в виде:

$$v_z = V_z \exp(\lambda t) \exp(ikx), \quad k > 0, \quad (12)$$

где λ — комплексный инкремент, k — действительное волновое число. В аналогичном виде представим и все остальные физические переменные. Такое представление позволяет свести систему уравнений в частных производных (2)–(7) к системе обыкновенных дифференциальных уравнений, в которой все переменные, характеризующие скорости деформации, напряжения и давление, зависят только от вертикальной координаты z . Характерное время τ для течения с инкрементом λ представимо как $\tau = \frac{1}{|\lambda|}$.

Перейдя к безразмерным переменным в уравнениях (2)–(7) и подставляя соотношение (12)

и аналогичные соотношения для других физических переменных в уравнения (2) и (4)–(7), получим соотношения, связывающие амплитуды горизонтальной скорости, давления и компонент тензора девиаторных напряжений с амплитудой вертикальной скорости:

$$V_x = \frac{i}{k} D V_z, \quad (13)$$

$$P = \frac{1}{k^2} (D^3 - k^2 D) V_z, \quad (14)$$

$$\Sigma_{zz} = -\Sigma_{xx} = 2 D V_z, \quad (15)$$

$$\Sigma_{xz} = \frac{i}{k} (D^2 + k^2) V_z, \quad (16)$$

$$\Theta = \frac{(D^2 - k^2)^2}{Ra k^2}. \quad (17)$$

В уравнениях (13)–(17) введен дифференциальный оператор $D = \frac{d}{dz}$ и число Рэлея:

$$Ra = \rho \alpha g \frac{dT}{dz} d^4 / \eta \kappa. \quad (18)$$

Подставляя соотношения (13)–(18) в уравнение (3), приходим к уравнению для вертикальной скорости в нижнем слое, моделируемом как полупространство:

$$-\infty < z < 0, \left[(D^2 - k^2)^3 - \lambda (D^2 - k^2)^2 + Ra k^2 \right] V_z = 0. \quad (19)$$

Более вязкий верхний слой описывается уравнением:

$$0 < z < 1, \left[(D^2 - k^2)^3 - \lambda (D^2 - k^2)^2 + \frac{Ra}{m} k^2 \right] V_z = 0, \quad (20)$$

где $m \approx 10^3$ – отношение вязкости коры к вязкости подстилающей литосферы.

Граничные условия на верхней деформируемой поверхности слоя $z = 1$ имеют вид:

$$-P + \Sigma_{zz} + \phi U_z = 0, \quad (21)$$

$$\Sigma_{xz} = 0, \quad (22)$$

$$\Theta = U_z, \quad (23)$$

где U_z – вертикальное смещение верхней границы слоя, т.е. отклонение граничной поверхности от плоскости $z = 1$. Уравнения (21) и (22) следуют из условия обращения в нуль силы, действующей на единицу площади возмущенной поверхности слоя, а уравнение (23) – из условия

обращения в нуль возмущения температуры на этой поверхности. В уравнения (21) и (23) входит смещение границы U_z в силу того, что в состоянии равновесия в слое имеется вертикальный градиент давления и температуры. Условие (23) предполагает, что движение границы определяется движением материальных точек, расположенных на этой границе. В уравнении (21) введен безразмерный параметр:

$$\phi = \rho g d^3 / m \eta \kappa, \quad (24)$$

который вместе с числом Рэлея характеризует задачу о конвективной неустойчивости слоя с деформируемой свободной поверхностью. Используя параметр ϕ , число Рэлея можно за-

писать как $Ra = m \phi \alpha \frac{dT}{dz} d$. Параметр описывает подвижность границы и представляет собой отношение дополнительного гидростатического давления, вызванного смещением границы, к характерному вязкому напряжению в слое. Чем меньше параметр ϕ , тем подвижнее граница. При очень большом значении ϕ верхняя поверхность слоя ведет себя как неподвижная граница.

В рамках линейной теории устойчивости амплитуда смещения U_z связана с амплитудой скорости как:

$$V_z = \lambda U_z. \quad (25)$$

В критическом режиме конвективной неустойчивости, когда $\lambda = 0$, граничные условия (21)–(23) принимают вид:

$$V_z = \Sigma_{xz} = \Theta = 0. \quad (26)$$

Уравнения (26) остаются справедливыми в режиме, близком к критическому, когда инкремент λ очень мал. Точнее говоря, верхняя граница слоя неподвижна и граничные условия на ней принимают вид (26), когда $\frac{\phi}{\lambda} \gg 1$, т.е. безразмерный инкремент λ должен удовлетворять условию:

$$\lambda \ll \phi. \quad (27)$$

Уравнения (26) описывают рэлеевские граничные условия, при которых граница слоя предполагается неподвижной, изотермической (возмущения температуры на границе обращаются в нуль) и свободной от касательных напряжений. Такую границу обычно называют “свободной” несмотря на то, что нормальные

напряжения не обращаются в нуль на этой границе. Как следует из (16) и (17), граничные условия (26) можно записать как

$$V_z = D^2 V_z = D^4 V_z = 0. \quad (28)$$

На границе $z=0$ между верхним слоем, которому приписан индекс 2, и полупространством, которому приписан индекс 1, непрерывны скорости

$$V_x^{(2)} = V_x^{(1)}, \quad V_z^{(2)} = V_z^{(1)} \quad (29)$$

и сила, действующая на единицу площади поверхности, откуда следует:

$$\Sigma_{xz}^{(2)} = \Sigma_{xz}^{(1)}, \quad -P^{(2)} + \Sigma_{zz}^{(2)} + R_p U_z = -P^{(1)} + \Sigma_{xz}^{(1)}, \quad (30)$$

где безразмерный параметр R_p , который является аналогом числа Рэлея при гравитационной, а не конвективной неустойчивости, определен как:

$$R_p = \frac{gd^3 \Delta \rho}{\eta \kappa} = \frac{\Delta \rho}{\rho} m \Phi. \quad (31)$$

Кроме того, на границе $z=0$ непрерывны возмущение температуры и теплового потока

$$\Theta^{(2)} = \Theta^{(1)}, \quad D\Theta^{(2)} = D\Theta^{(1)}. \quad (32)$$

Под каждой литосферной плитой находится изотермическое ядро крупномасштабной мантийной конвекции, а на границе литосфера–мантия происходит движение с постоянной горизонтальной скоростью [Теркот, Шуберт, 1985]. Поэтому в системе координат, которая движется вместе с литосферной плитой, на нижней границе плиты должны быть наложены условия

$$V_z^{(1)} = DV_z^{(1)} = \Theta^{(1)} = 0. \quad (33)$$

Таким образом, нижняя граница литосферы, рассматриваемой как пограничный слой крупномасштабной конвекции, является изотермической (возмущение температуры равно нулю на этой границе) и “твердой” (нулевые компоненты скорости на этой границе). Граничные условия (33) не справедливы в узких областях литосферы, расположенных у границ литосферных плит, под которыми концентрируются вызванные крупномасштабной мантийной конвекцией потоки горячего или холодного материала.

РЕШЕНИЕ ДЛЯ НЬЮТОНОВСКОЙ РЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Общее решение уравнений (19), (20) записывается как:

$$V_z = e^{q_1 z} C_1 + e^{q_2 z} C_2 + e^{q_3 z} C_3 + e^{-q_1 z} C_4 + e^{-q_2 z} C_5 + e^{-q_3 z} C_6, \quad 0 \leq z \leq 1. \quad (34)$$

$$V_z = e^{\tilde{q}_1 z} B_1 + e^{\tilde{q}_2 z} B_2 + e^{\tilde{q}_3 z} B_3, \quad -\infty \leq z \leq 0, \quad (35)$$

где C_i и B_i – произвольные константы, а q_i и $\tilde{q}_i$ являются корнями алгебраических уравнений:

$$(q_i^2 - k^2)^3 - \lambda(q_i^2 - k^2)^2 + \frac{Ra}{m} k^2 = 0, \quad (36)$$

$$(\tilde{q}_i^2 - k^2)^3 - \lambda(\tilde{q}_i^2 - k^2)^2 + Ra k^2 = 0. \quad (37)$$

Раскладывая аналитические выражения для корней уравнений (36) и (37) в ряд по малому инкременту λ и сохраняя только два первых члена разложения, получаем

$$\begin{aligned} q_1 &= \sqrt{k^2 - \left(\frac{Ra}{m} k^2\right)^{1/3}} + \frac{\lambda}{6\sqrt{k^2 - \left(\frac{Ra}{m} k^2\right)^{1/3}}}, \\ q_{2,3} &= \sqrt{k^2 + \frac{1 \pm i\sqrt{3}}{2} \left(\frac{Ra}{m} k^2\right)^{1/3}} + \frac{\lambda}{6\sqrt{k^2 + \frac{1 \pm i\sqrt{3}}{2} \left(\frac{Ra}{m} k^2\right)^{1/3}}}, \\ \tilde{q}_1 &= \sqrt{k^2 - (Ra k^2)^{1/3}} + \frac{\lambda}{6\sqrt{k^2 - (Ra k^2)^{1/3}}}, \\ \tilde{q}_{2,3} &= \sqrt{k^2 + \frac{1 \pm i\sqrt{3}}{2} (Ra k^2)^{1/3}} + \frac{\lambda}{6\sqrt{k^2 + \frac{1 \pm i\sqrt{3}}{2} (Ra k^2)^{1/3}}}. \end{aligned} \quad (38)$$

Уравнение (35) следует как из условий (33), так и из требования ограниченности скоростей в подстилающем слое полупространстве. Согласно (35), (38), при достаточно малом числе Рэлея компоненты скорости и возмущения температуры в полупространстве $z < 0$ убывают с глубиной как e^{kz} . Следовательно, смещения проникают в моделирующее литосферу

полупространство на глубину, определяемую волновым числом k . Зафиксируем $k=1$, что соответствует горизонтальному размеру тяжелого включения в верхней коре $\frac{\pi}{k}d$, равному 30 км.

При значительно меньших значениях k , например, при $k=0.1$, конвективное течение проникало бы в слои, подстилающие литосферу, и нельзя было бы моделировать литосферу как полупространство.

Граничные условия (26)–(33) приводят к системе линейных алгебраических уравнений для произвольных констант в уравнениях (34) и (35):

$$e^{q_1}C_1 + e^{q_2}C_2 + e^{q_3}C_3 + e^{-q_1}C_4 + e^{-q_2}C_5 + e^{-q_3}C_6 = 0$$

$$q_1^2 e^{q_1}C_1 + q_2^2 e^{q_2}C_2 + q_3^2 e^{q_3}C_3 + q_1^2 e^{-q_1}C_4 + q_2^2 e^{-q_2}C_5 + q_3^2 e^{-q_3}C_6 = 0$$

$$q_1^4 e^{q_1}C_1 + q_2^4 e^{q_2}C_2 + q_3^4 e^{q_3}C_3 + q_1^4 e^{-q_1}C_4 + q_2^4 e^{-q_2}C_5 + q_3^4 e^{-q_3}C_6 = 0$$

$$C_1 + C_2 + C_3 + C_4 + C_5 + C_6 - B_1 - B_2 - B_3 = 0$$

$$q_1 C_1 + q_2 C_2 + q_3 C_3 - q_1 C_4 - q_2 C_5 - q_3 C_6 - \tilde{q}_1 B_1 - \tilde{q}_2 B_2 - \tilde{q}_3 B_3 = 0$$

$$m(q_1^2 + k^2)C_1 + m(q_2^2 + k^2)C_2 + m(q_3^2 + k^2)C_3 + m(q_1^2 + k^2)C_4 + m(q_2^2 + k^2)C_5 + m(q_3^2 + k^2)C_6 - (\tilde{q}_1^2 + k^2)B_1 - (\tilde{q}_2^2 + k^2)B_2 - (\tilde{q}_3^2 + k^2)B_3 = 0 \quad (39)$$

$$\begin{aligned} & [m\lambda(-q_1^3 + 3q_1) + R_p]C_1 + [m\lambda(-q_2^3 + 3q_2) + R_p]C_2 + \\ & + [m\lambda(-q_3^3 + 3q_3) + R_p]C_3 - [m\lambda(-q_1^3 + 3q_1) + R_p]C_4 - \\ & - [m\lambda(-q_2^3 + 3q_2) + R_p]C_5 - [m\lambda(-q_3^3 + 3q_3) + R_p]C_6 - \\ & - \lambda(-\tilde{q}_1^3 + 3\tilde{q}_1)B_1 - \lambda(-\tilde{q}_2^3 + 3\tilde{q}_2)B_2 - \lambda(-\tilde{q}_3^3 + 3\tilde{q}_3)B_3 = 0 \end{aligned}$$

$$m(q_1^2 - k^2)^2 C_1 + m(q_2^2 - k^2)^2 C_2 + m(q_3^2 - k^2)^2 C_3 + m(q_1^2 - k^2)^2 C_4 + m(q_2^2 - k^2)^2 C_5 + m(q_3^2 - k^2)^2 C_6 - (\tilde{q}_1^2 - k^2)^2 B_1 - (\tilde{q}_2^2 - k^2)^2 B_2 - (\tilde{q}_3^2 - k^2)^2 B_3 = 0$$

$$\begin{aligned} & m q_1 (q_1^2 - k^2)^2 C_1 + m q_2 (q_2^2 - k^2)^2 C_2 + \\ & + m q_3 (q_3^2 - k^2)^2 C_3 - m q_1 (q_1^2 - k^2)^2 C_4 - \\ & - m q_2 (q_2^2 - k^2)^2 C_5 - m q_3 (q_3^2 - k^2)^2 C_6 - \\ & - \tilde{q}_1 (\tilde{q}_1^2 - k^2)^2 B_1 - \tilde{q}_2 (\tilde{q}_2^2 - k^2)^2 B_2 - \tilde{q}_3 (\tilde{q}_3^2 - k^2)^2 B_3 = 0. \end{aligned}$$

Литосфера, рассматриваемая как пограничный слой крупномасштабной мантийной конвекции, находится в режиме, близком к порогу конвективной неустойчивости. В этом пороговом режиме $\lambda=0$, а число Рэлея, при котором реализуется этот режим, называется критическим. Подставив $m=10^3$, $k=1$, $R_p=0$ и $\lambda=0$ в систему линейных уравнений (39) и положив определитель этой системы равным нулю (только в этом случае система уравнений имеет ненулевое решение для C_i и B_i), получаем алгебраическое уравнение с одним неизвестным, которым является критическое число Рэлея, соответствующее волновому числу $k=1$. Решая это алгебраическое уравнение, находим

$$Ra = Ra_{cr}(1) = 4 \cdot 10^{-2}. \quad (40)$$

Как следует из (18), такому значению Ra соответствует эффективная вязкость $\eta = 3 \cdot 10^{20}$ Па·с, при которой безразмерные параметры ϕ и R_p оцениваются как:

$$\phi \approx 10^{-2}, \quad R_p = \frac{gd^3 \Delta \rho}{\eta \kappa} = \frac{\Delta \rho}{\rho} m \phi \approx 10 \frac{\Delta \rho}{\rho}.$$

При таких значениях параметров Ra и R_p , приравняв нулю определитель системы уравнений (39), в которых $m=10^3$, $k=1$, получаем алгебраическое уравнение для неизвестного инкремента λ . Решая это уравнение, находим в первом приближении по инкременту λ , который априори предполагается малым,

$$\lambda \approx (2.4 \cdot 10^{-4} + 5.9 \cdot 10^{-10} i) R_p. \quad (41)$$

С ростом скачка плотности неустойчивость нарастает. Таким образом, тяжелая верхняя кора повышает, хотя и очень слабо, конвективную неустойчивость литосферы, и приводит к чрезвычайно медленным колебаниям. Учитывая принятый масштаб времени $\frac{d^2}{\kappa} = 10^{13} \text{ с} \approx 3 \cdot 10^5 \text{ лет}$

и оценку $R_p = 10 \frac{\Delta \rho}{\rho}$, период этих колебаний при максимальном значении скачка плотности $\frac{\Delta \rho}{\rho} = 10^{-2}$ можно оценить как 10^{16} лет. Следует отметить, что относительное изменение плотности, вызванное скачком плотности на границе верхняя кора—литосфера, имеет тот же порядок величины, что и относительное изменение плотности, $\frac{\Delta \rho}{\rho} = \alpha \frac{dT}{dz} d \approx 4 \cdot 10^{-3}$, вызванное градиентом температуры.

Физический смысл возникающих колебаний можно объяснить следующим образом. Верхний тяжелый слой ($\Delta \rho > 0$) останавливает конвективное течение, возникающее из-за подогрева снизу, а затем меняет его направление на противоположное (восходящий и нисходящий потоки меняются местами). Это связано с тем, что тяжелому верхнему слою выгоднее погружаться вниз в том месте, где под ним находится более горячая и легкая среда.

В случае, когда плотность нижнего слоя превышает плотность верхнего слоя, т.е. когда $\Delta \rho < 0$, действительная часть комплексного инкремента λ становится отрицательной (конвективная устойчивость) [Richter, Johnson, 1974; Биргер, 1988]. Колебания возникают и в этом случае: легкий верхний слой останавливает нисходящий конвективный поток и обращает направление конвективного течения.

Найденное решение (41) соответствует заранее сделанным предположениям: безразмерный инкремент λ является достаточно малым и удовлетворяет условию (27), а характерное время процесса, т.е. его период удовлетворяет требованиям (8)–(10). Отметим, что после введения масштаба времени d^2/κ условие (9), позволяющее пренебречь инерционностью, принимает вид $\lambda \ll \text{Pr}$. Число Прандтля определено как $\text{Pr} = \frac{\nu}{\kappa}$, где $\nu = \frac{\eta}{\rho}$ — кинематическая вязкость. При выполнении условия $\lambda \gg \text{Ra}$ можно пренебречь имеющимся в литосфере вертикальным градиентом температуры. Данное условие выполняется при исследовании достаточно быстрых процессов [Биргер, 2023], но конечно не выполняется при анализе конвективной устойчивости.

РЕШЕНИЕ ДЛЯ РЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ АНДРАДЕ

Оценка инкремента, полученная выше в рамках реологической модели вязкой ньютоновской жидкости, нуждается в уточнении. Лабораторные исследования показывают, что при малых деформациях имеет место неустойчивая ползучесть, при которой деформации ползучести линейно зависят от приложенных постоянных напряжений:

$$2\varepsilon_{ij} = \sigma_{ij} f(t), \quad (42)$$

где $f(t)$ — функция ползучести, дающая аналитическое описание неустойчивой ползучести, а ε_{ij} — тензор деформаций, отсчитываемых от состояния в момент приложения напряжения. Для горных пород функция ползучести при высоких температурах хорошо описывается законом Андраде:

$$f(t) = t^{1/3} / A, \quad (43)$$

где A — реологический параметр Андраде. На малых временах неустойчивая ползучесть подчиняется закону Ломнитца, но уже на временах порядка суток становится справедливым закон Андраде [Birger, 1998; Биргер, 2007]. Поэтому именно закон Андраде будет применяться при анализе неустойчивости коры, который предполагает исследование течения на больших временах, прошедших с момента возникновения начального возмущения.

Чтобы обобщить результаты экспериментов, проводимых при постоянных напряжениях, на случай переменных напряжений, можно использовать линейную теорию Больцмана, справедливую для достаточно малых деформаций. Эта теория приводит к интегральному соотношению между деформациями и напряжениями:

$$2\varepsilon_{ij} = \int_0^t K(t_1) \sigma_{ij}(t - t_1) dt_1, \quad (44)$$

где t — момент наблюдения, а $K(t)$ — интегральное ядро ползучести, определяемое функцией ползучести:

$$K = df / dt. \quad (45)$$

Как следует из (43) и (45), ядро ползучести, соответствующее закону Андраде, имеет вид:

$$K(t) = \frac{1}{3A} t^{-2/3}. \quad (46)$$

Реологическую модель, которая описывается уравнениями (44) и (46), будем называть моделью Андраде. Эта модель обобщает закон Андраде на случай переменных напряжений.

Когда деформации и напряжения зависят от времени как $\exp(\lambda t)$, правая часть уравнения (44) принимает вид:

$$2\varepsilon_{ij} = \sigma_{ij} e^{\lambda t} \int_0^{\infty} K(t_1) e^{-\lambda t_1} dt_1, \quad (47)$$

$$\int_0^{\infty} K(t_1) e^{-\lambda t_1} dt_1 = K^*(\lambda),$$

где звездочка обозначает преобразование Лапласа, которое использовано здесь только для того, чтобы вычислить интеграл в уравнении (47). Преобразование Лапласа ядра ползучести (46) дает:

$$K^*(\lambda) = \frac{\Gamma(1/3)}{3} \frac{\lambda^{-1/3}}{A} \approx \frac{\lambda^{-1/3}}{A}, \quad (48)$$

где гамма-функция $\Gamma(1/3) \approx 3$. Линейная теория устойчивости рассматривает поведение механической системы на больших временах, прошедших с момента возникновения малого возмущения. Поэтому в уравнении (47) верхним пределом интегрирования является $t = \infty$. Таким образом, на больших временах эффективный модуль сдвига среды Андраде имеет вид:

$$\mu_{eff} = A\lambda^{1/3} = A\tau^{-1/3}, \quad (49)$$

а эффективная ньютоновская вязкость записывается как:

$$\eta_{eff} = A\lambda^{-2/3} = A\tau^{2/3}, \quad (50)$$

где $\tau = \frac{1}{\lambda}$ — характерное время процесса в случае, когда инкремент λ — положительное действительное число. Эффективная вязкость для среды Андраде зависит от характерного времени рассматриваемого процесса и, следовательно, эффективная вязкость, найденная для послеледниковых течений с характерным временем 1000 лет, не может применяться при исследовании более медленных процессов [Биргер, 2016].

Следует отметить, что соотношения (47)–(50), строго говоря, перестают быть справедливыми, когда λ — отрицательное число, поскольку

в этом случае интеграл в правой части уравнения (47) расходится. Неустойчивость в среде Андраде описывается функцией $\exp(\lambda t)$, где $\lambda > 0$, а устойчивость, которая имеет место в отсутствие скачка плотности, описывается заранее неизвестной функцией, убывающей с ростом t . В работе [Биргер, 2018] найдена асимптотика, описывающая поведение этой функции на больших временах. Согласно данной асимптотике, если заменить λ на $|\lambda|$ в уравнениях (49) и (50), то полученные соотношения можно применять в случае устойчивости как довольно удобное приближение. В рамках этого приближения характерное время τ — это время, за которое начальное возмущение уменьшается в e раз, а $\lambda = -1/\tau$. Такое приближение позволяет исследовать устойчивость в среде Андраде, не применяя преобразование Лапласа и, используя обычную для линейной теории устойчивости зависимость от времени $\exp(\lambda t)$, находить не только положительные, но и отрицательные значения инкремента λ .

Реологический параметр Андраде, сильно зависит от температуры. В нижнем горячем слое коры $A = 4 \cdot 10^{12}$ Па·с^{1/3}, а в верхнем холодном слое этот параметр приблизительно на 3 порядка выше [Birger, 2013; Karato, 2008]. Как следует из (50), на временах $\tau \approx 1000$ лет $\approx 3 \cdot 10^{10}$ с, характерных для мелкомасштабных послеледниковых течений, значению реологического параметра $A = 4 \cdot 10^{12}$ Па·с^{1/3} соответствует эффективная вязкость $\eta_{eff} \approx 4 \cdot 10^{19}$ Па·с. Такая оценка согласуется с оценкой вязкости, полученной при рассмотрении мелкомасштабных послеледниковых течений в рамках реологической модели ньютоновской жидкости [Cathles, 1975; Биргер, 2018].

Для среды Андраде введем масштаб вязкости — $\eta_A = A(d^2/\kappa)^{2/3}$, и тогда при экспоненциальной зависимости от времени (20), безразмерная эффективная вязкость принимает вид

$$F = F(\lambda) = \lambda^{-2/3}, \quad (51)$$

а число Рэлея для среды Андраде определено как

$$Ra = \frac{\rho \alpha g \frac{dT}{dz} d^4}{\eta_A \kappa} = \rho g \alpha \frac{dT}{dz} d^2 (d^2/\kappa)^{1/3} / A. \quad (52)$$

Подставляя оценки (13) в (52), получаем $Ra \approx 2.5 \cdot 10^{10} / A$. Если оценивать значение

параметра Андраде как $4 \cdot 10^{12} \text{ Па} \cdot \text{с}^{1/3}$, число Рэлея оценивается как $Ra \approx 6.3 \cdot 10^{-3}$. Масштабная вязкость η_A , введенная для реологии Андраде, почти на порядок выше, чем вязкость $\eta = 3 \cdot 10^{20} \text{ Па} \cdot \text{с}$, введенная в рассмотренном выше случае ньютоновской реологии. Поэтому значение числа Рэлея почти на порядок меньше того, которое использовались при ньютоновской реологии.

Подставляя соотношения (20) в уравнения (15), (16), (17) и (19), получим соотношения, связывающие амплитуды давления, температуры и компонент тензора девиаторных напряжений с амплитудой вертикальной скорости,

$$P = \frac{1}{k^2} F(\lambda) (D^3 - k^2 D) V_z, \quad (53)$$

$$\Sigma_{zz} = -\Sigma_{xx} = 2F(\lambda) D V_z,$$

$$\Sigma_{zz} = \frac{i}{k} F(\lambda) (D^2 + k^2) V_z,$$

$$\Theta = \frac{F(\lambda)}{Ra k^2} (D^2 - k^2)^2$$

Соотношения (53) заменяют соотношения (13)–(17), соответствующие ньютоновской реологии. Исключая из уравнений амплитуды все физические переменные, кроме амплитуды вертикальной скорости V_z , приходим к обыкновенным дифференциальным уравнениям

$$\left[\lambda^{-2/3} (D^2 - k^2)^3 - \lambda^{1/3} (D^2 - k^2)^2 + \frac{Ra}{m} k^2 \right] V_z = 0, \quad (54)$$

$$\left[\lambda^{-2/3} (D^2 - k^2)^3 - \lambda^{1/3} (D^2 - k^2)^2 + Ra k^2 \right] V_z = 0. \quad (55)$$

Уравнение (54) относится к верхнему тяжелому слою, а уравнение (55) — к подстилающему полупространству. Эти уравнения сильно отличаются от уравнений (36) и (37), соответствующих вязкой ньютоновской реологии. Заранее предполагая, что искомый инкремент мал ($|\lambda| \ll 1$), в уравнениях (54) и (55) можно пренебречь членами, содержащими $\lambda^{1/3}$. Результат расчетов подтвердил это предположение

Решения уравнений (54) и (55) по-прежнему ищем в виде (36), (37), но теперь выражения для q_i и $\tilde{q}_i$ принимают вид

$$q_1 = k - \frac{1}{2k} \lambda^{2/9} \left(\frac{Ra}{m} k^2 \right)^{1/3},$$

$$q_{2,3} = k + \frac{1 \pm i\sqrt{3}}{4k} \lambda^{2/9} \left(\frac{Ra}{m} k^2 \right)^{1/3}, \quad (56)$$

$$\tilde{q}_1 = k - \frac{1}{2k} \lambda^{2/9} (Ra k^2)^{1/3},$$

$$\tilde{q}_{2,3} = k + \frac{1 \pm i\sqrt{3}}{4k} \lambda^{2/9} (Ra k^2)^{1/3},$$

где число Рэлея определено формулой (52). Уравнения (39) сохраняют свой вид и в случае реологии Андраде, но в том уравнении, которое содержит R_p , надо заменить λ на $\lambda^{1/3}$. Подставляя в уравнения (39) соотношения (56) и определяя безразмерный параметр R_p как

$$R_p = \frac{\Delta \rho}{\rho} \frac{\rho g d}{A} \left(\frac{d^2}{\kappa} \right)^{1/3} \approx 1.6 \frac{\Delta \rho}{\rho}, \quad (57)$$

получаем систему алгебраических уравнений, которая позволяет исследовать устойчивость, применяя реологическую модель Андраде. Приравняв нулю определитель этой системы линейных уравнений, получаем характеристическое уравнение, связывающее инкремент с волновым числом k .

Решая характеристическое уравнение (расчеты проведены для фиксированного значения $k = 1$, а отношение коэффициента Андраде верхнего слоя к коэффициенту Андраде подстилающих слоев оценивается $m = 10^3$), находим в первом приближении по инкременту λ , который априори предполагается малым,

$$\lambda = \lambda_0 + R_p \lambda_1, \quad (58)$$

где

$$\lambda_1 = (4.1 + 0.21i) \cdot 10^{-14}, \quad (59)$$

а λ_0 — значение инкремента, соответствующее конвективной устойчивости литосферы, в которой присутствует вертикальный градиент температуры, характеризуемый числом Ra , но нет скачка плотности. В работах [Birger, 1998; 2013] получены численные оценки этого конвективного инкремента, который в среде Андраде является комплексным числом, и, следовательно, конвективная неустойчивость литосферы имеет колебательный характер. Вертикальный градиент температуры в литосфере достаточно

высок, а эффективная вязкость, соответствующая неустойчивости ползучести в литосфере, достаточно мала для того, чтобы вызвать мелкомасштабную конвективную неустойчивость тех регионов континентальной литосферы, где ее толщина велика. Наиболее утолщенные регионы литосферы расположены под континентальными кратонами, где ее толщина порядка 200 км.

Возникновение термоконвективных колебаний в среде Андраде можно объяснить следующим образом. В этой среде эффективная вязкость увеличивается со временем. В первый момент, когда возникает малое возмущение, эффективная вязкость мала и начинается конвективное движение. Однако поскольку эффективная вязкость растет со временем, конвекция замедляется и останавливается. В области, где располагался восходящий горячий конвективный поток, температура после остановки течения остается более высокой, чем в той области, где находился нисходящий холодный поток. Поскольку холодному и тяжелому верхнему слою выгоднее погружаться вниз в том месте, где под ним находится более горячая и легкая среда, конвективное течение возобновляется таким образом, что в той области, где располагался восходящий горячий конвективный поток, возникает нисходящий холодный поток, а в той области, где находился нисходящий холодный поток, возникает восходящий горячий конвективный поток. Такой механизм приводит к периодическому обращению направления конвективного течения.

Оценка инкремента λ_0 , полученная в результате решения характеристического уравнения, в принятом масштабе времени $3 \cdot 10^5$ лет дает

$$\lambda_0 \approx 0.15 + 0.06i. \quad (60)$$

Таким образом, период конвективных колебаний составляет $\frac{2\pi}{\text{Im}\lambda_0} \cdot 3 \cdot 10^5 \text{ лет} = 3 \cdot 10^7 \text{ лет}$.

Когда $\frac{\Delta\rho}{\rho} = 10^{-2}$ и, следовательно, $R_\rho = 1.610^{-2}$,

$$R_\rho \lambda_1 = (6.6 + 0.33i) \cdot 10^{-16}. \quad (61)$$

Как уже отмечено выше, в работе расчеты, которые приводят к формулам (59)–(61), проведены для фиксированного значения $k=1$ (горизонтальный размер тяжелого включения в верхней

коре $\frac{\pi}{k}d$ составляет 30 км), а отношение коэффициента Андраде верхнего слоя к коэффициенту Андраде подстилающих слоев оценивалось как $m=10^3$.

Таким образом, скачок плотности $\Delta\rho$ увеличивает действительную и мнимую части инкремента λ , повышая неустойчивость и увеличивая частоту колебаний. Как следует из (61), поправка $R_\rho \lambda_1$ к значению инкремента λ_0 , определяемому из анализа конвективной устойчивости, настолько мала, что ею можно пренебречь. Тяжелые включения в верхней коре практически не меняют состояние колебательной неустойчивости, в котором находится подогреваемая снизу литосфера. Можно рассматривать полученную поправку к значению λ_0 как инкремент $\lambda = R_\rho \lambda_1$, определяющий гравитационную неустойчивость, которая вызвана повышенной плотностью $\Delta\rho$ верхней коры. Формула (61), дающая значение этого инкремента, получена с учетом вертикального градиента температуры. Без учета градиента температуры этот инкремент оценивается как $\lambda \approx 3 \cdot 10^{-18}$. Сравнение этого значения λ с формулой (61) показывает, что учет вертикального градиента температуры увеличивает действительную часть инкремента и приводит к появлению мнимой части инкремента, т.е., к колебательной неустойчивости. Инкремент (58), описывающий неустойчивость литосферы, представляет собой сумму инкрементов, первый из которых описывает конвективную устойчивость, а второй – гравитационную неустойчивость. При этом вклад гравитационного инкремента очень мал.

Результаты, полученные с учетом неустойчивости ползучести, описанной с помощью реологической модели Андраде, сильно отличаются от результатов, полученных в рамках ньютоновской реологической модели. В ньютоновской модели вязкость не зависит от длительности рассматриваемого процесса и, следовательно, оценку вязкости, найденную при рассмотрении послеледниковых течений, можно использовать при изучении значительно более медленного процесса развития конвективной неустойчивости. В модели Андраде это не так: эффективная вязкость при конвективном движении значительно выше, чем при послеледниковых поднятиях [Биргер, 2016; 2018]. Поэтому инкремент λ , найденный в модели Андраде, значительно ниже, чем тот, который получен в вязкой ньютоновской модели. Но главное отличие

в другом. В вязкой ньютоновской жидкости инкремент λ , описывающий конвективную устойчивость и неустойчивость, является действительным числом, и $\lambda = 0$ в критическом режиме перехода от устойчивости к неустойчивости [Гершуни, Жуховицкий, 1972]. В среде Андраде этот инкремент является комплексным числом, а в критическом режиме $\lambda = i\omega$, где ω — действительная частота [Birger, 1998; 2013]. Поэтому, если в рамках ньютоновской модели колебания возникают только при тяжелых включениях в верхнем слое, то в рамках модели Андраде конвективные колебания имеют место и без тяжелых включений, появление которых дает только небольшую поправку к частоте конвективных колебаний. Если под каким-то регионом земной поверхности литосфера находится в режиме пороговой устойчивости (действительная часть конвективного инкремента равна нулю), тяжелые включения приводят к очень слабой неустойчивости, которая развивается так медленно, что верхняя кора практически не меняют своего положения за период времени, сравнимый с возрастом Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методом линейной теории для малых возмущений решена задача об устойчивости тяжелых включений, которые расположены в верхнем слое коры и имеют небольшой горизонтальный размер. Тяжелые включения вызывают быстрые и медленные процессы, характеризующиеся большими и малыми значениями инкрементов. Если при исследовании быстрых процессов можно не учитывать тепловые эффекты, то при исследовании медленного процесса, исследуемого в этой работе, можно не учитывать упругость и инерционность среды, но необходимо учитывать ползучесть среды и вертикальный градиент температуры, присутствующий в литосфере. При малых деформациях, рассматриваемых в рамках линейной теории устойчивости, имеет место неустановившаяся ползучесть, которая описывается реологической моделью Андраде. При такой реологии конвективная неустойчивость утолщенных участков литосферы имеет колебательный характер: инкремент является комплексным числом, действительная часть которого

близка к нулю (пороговая неустойчивость). Тяжелые включения в верхней коре дают малую комплексную поправку к инкременту, определяющему конвективную неустойчивость литосферы, чуть увеличивая его действительную и мнимую части, повышая неустойчивость и частоту колебаний. Таким образом, тяжелые включения в верхней коре, которые являются устойчивыми при быстрых процессах, связанных с этими включениями [Биргер, 2023], дают свой вклад в медленно развивающуюся конвективную неустойчивость в утолщенных частях литосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Биргер Б.И.* Влияние скачка плотности на конвективную устойчивость мантии Земли // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 3. С. 570–575.
- Биргер Б.И.* Затухание сейсмических волн и универсальная реологическая модель мантии Земли // Физика Земли. 2007. № 8. С. 17–23.
- Биргер Б.И.* Динамика литосферы Земли. М.: Ленанд. 2016. 256 с.
- Биргер Б.И.* Ползучесть Андраде при восстанавливающих изостазию течениях в мантии // Физика Земли. 2018. № 6. С. 48–58.
- Биргер Б.И.* Гравитационная неустойчивость вязкоупругой земной коры // Физика Земли. 2023. № 2. С. 49–61.
- Биргер Б.И.* Устойчивость тяжелых включений в земной коре // Физика Земли. 2024. № 1. С. 95–104.
- Гершуни Г.З., Жуховицкий Е.М.* Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М.: Наука. 1972. 392 с.
- Терком Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир. 1985. 730 с.
- Anderson D.* Lithosphere, asthenosphere, and perisphere // Reviews of Geophysics. 1995. V. 31. P. 125–149.
- Birger B.I.* Rheology of the Earth and thermoconvective mechanism for sedimentary basins formation // Geophys. J. Inter. 1998. V. 134. P. 1–12.
- Birger B.I.* Temperature-dependent transient creep and dynamics of cratonic lithosphere // Geophys. J. Inter. 2013. V. 195. P. 695–705.
- Cathles L.M.* The viscosity of the Earth's mantle. Princeton university press, 1975. 386 p.
- Karato S.* Deformation of Earth Materials. An Introduction to the Rheology of Solid Earth. Cambridge university press. 2008. 463 p.
- Richter F.M., Johnson C.E.* Stability of a chemically layered mantle // J. Geophys. Res. 1974. V. 79. № 11. P. 1635–1639.

The Effect of Heavy Inclusions in the Upper Crust on Thermoconvective Instability of the Lithosphere

B. I. Birger^{a, *}

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^{*}*e-mail: birgerbor@mail.ru*

Received October 10, 2023

revised December 24, 2023

accepted January 23, 2024

Abstract – The method of linear theory for small perturbations is used to study the stability of heavy inclusions in the upper crust. The existence of such inclusions of increased density is associated with chemical heterogeneity or phase transitions. At small deformations considered in the linear stability theory, the material undergoes transient creep which is described by the Andrade rheological model. Under this rheology, the convective instability of thickened segments of the lithosphere is oscillatory: the increment is a complex number whose real part is close to zero (threshold instability). Heavy inclusions in the upper crust introduce a small complex correction to the increment that determines the convective instability of the lithosphere, slightly increasing the real and imaginary parts of the increment, enhancing the instability and increasing the oscillation frequency.

Keywords: heavy inclusions, upper crust, lithosphere, transient creep, convective instability

УДК 550.34

ОСОБЕННОСТИ МИКРОСЕЙСМ ОЗЕРА БАЙКАЛ ПО ДАННЫМ СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

© 2024 г. А. Н. Беседина^{1,2}*, Ц. А. Тубанов¹,
П. А. Предеин¹, Д. П.-Д. Санжиева¹, Г. Н. Иванченко^{1,2}

¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

²Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: besedina.a@gmail.com

Поступила в редакцию 10.08.2023 г.

После доработки 20.09.2023 г.

Принята к публикации 04.10.2023 г.

Проведено исследование особенностей микросейсмического фона по данным сети сейсмических станций, расположенных в центральной части Байкальского рифта. Вероятностный подход позволил детально изучить картину суточных вариаций микросейсм и проанализировать амплитудный уровень и частотный состав пространственных аномалий и временных периодичностей (сезонные и годовые изменения фона). На основе данных за 2020–2021 гг. построена региональная вероятностная модель микросейсмического фона в широком диапазоне периодов.

Исследование микросейсм в полосе частот около 1 Гц позволило выделить на фоне глобального минимума спектра мощности микросейсмического шума сезонную аномалию, которая наблюдается в период с мая по декабрь на сейсмостанциях, окружающих озеро Байкал, за исключением северной части озера. Направление обратного азимута в исследуемом диапазоне частот указывает на акваторию озера, что позволяет идентифицировать эти колебания как озерные микросейсмы. Высокие значения функции когерентности свидетельствуют о наличии линейной связи между скоростью ветра и возникновением озерных микросейсм. Детальный анализ спектральных и поляризационных параметров микросейсмического шума позволил выделить два типа озерных микросейсм с частотами 0.4–0.7 Гц и 0.7–1.5 Гц. Можно предположить, что первый диапазон частот соответствует одночастотным озерным микросейсам, в то время как второй интервал содержит диапазоны двухчастотных микросейсм.

Ключевые слова: микросейсмы, микросейсмический шум, Байкальский рифт, озеро Байкал, спектральная плотность мощности, первичные и вторичные микросейсмы, поляризационный анализ, озерные микросейсмы.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724030041>, **EDN:** AKEJZI

ВВЕДЕНИЕ

Микросейсмические колебания, распространяясь в блочной среде, приобретают характерные особенности, отражающие как структуру земной коры, так и происходящие в ней процессы накопления и релаксации напряжений. Обобщение имеющихся данных привело к пониманию, что микросейсмический шум является результатом нелинейного взаимодействия между атмосферой, океаном и поверхностью Земли. В результате такого взаимодействия — колебаний локальных блоков среды, волн в океане, ветра, транзитных волн, их отражений, деятельности человека и пр. — формируется

микросейсмическое поле, являющееся результатом взаимодействия сейсмических волн различных типов. Очевидно, что бесконечное множество источников превращает микросейсмический фон, который регистрируется на сейсмических станциях, в случайный процесс, который чаще всего и моделируют как результат интерференции волнового поля случайных источников.

Задачами исследования вариаций микросейсмического шума и их связи с различными геофизическими параметрами в Байкальском регионе (сейсмической активностью, вариациями уровня оз. Байкал, геомагнитными бурями и пр.) занимались многие исследователи (см., например,

[Табулевич, 1986; Табулевич и др., 2001; Добрынина и др., 2018]).

К настоящему времени разработаны разнообразные подходы с использованием микросейсм в геофизических исследованиях (см. работу [Беседина, Тубанов, 2023]). При решении задач микросейсмического районирования использование спектральных отношений горизонтальных и вертикальных компонент H/V микросейсмического шума дает информацию о частотах и коэффициентах усиления, вносимых рыхлыми осадочными породами. Наблюдается увеличение резонансной частоты между твердыми и мягкими породами и повышение коэффициента усиления для более мягких слоев [Fernandez, Brandt, 2000]. Наблюдаемые сезонные вариации параметра H/V могут быть связаны с сезонными вариациями сейсмических скоростей в земной коре или сезонными изменениями относительного возбуждения более высоких мод по сравнению с волнами Рэлея основной моды [Tanimoto et al., 2006]. Метод микросейсмического зондирования (ММЗ) на основе наблюдений микросейсмического шума на поверхности позволяет восстановить глубинные разрезы от сотен метров до десятков километров [Горбатиков, Барабанов, 1993; Цуканов, Горбатиков, 2020]. Последние несколько десятилетий развиваются исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии с помощью анализа кросс-корреляционной функции микросейсмического шума [Shapiro et al., 2005; Bensen et al., 2007; Королева и др., 2009; Яновская, Королева, 2011; Campillo et al., 2011; и др.]. Использование методов кросс-корреляции компонент микросейсм имеет большой потенциал для изучения структуры Земли на различных масштабах. При этом следует иметь в виду, что эффективность микросейсмических методов тесно связана с качеством используемых сейсмических данных, с частотным диапазоном и условиями проведения измерений. Все это требует исследования вариаций параметров шума во времени и пространстве, изучения основных факторов, влияющих на формирование микросейсмических колебаний в различных частотных диапазонах. Исследования (см. работы [Evangelidis, Melis, 2012; Sevim et al., 2018; Сычева и др., 2020; D'Alessandro et al., 2021; и др.]) показывают наличие локальных и региональных особенностей шумов, которые определяют их спектральную структуру, что показывает актуальность исследования природы и характера микросейсмического фона в разных регионах.

Большое развитие получили методы цифровой обработки данных, позволяющие анализировать вариации параметров шума во времени и пространстве [Кишкина, 2003; McNamara, Buland, 2004; Михайлова, Комаров, 2006], изучать поляризационные характеристики волновых полей [Koper et al., 2009; Koper, Hawley, 2010; Xu et al., 2017; Nakata et al., 2019]. Широко зарекомендовал себя подход, основанный на оценке статистических параметров сигналов в частотной области за большой период времени [McNamara, Buland, 2004; Pandey et al., 2020; D'Alessandro et al., 2021]. Применение подобного подхода на основе анализа продолжительных записей большого количества сейсмических станций позволяет достаточно детально изучить пространственные и временные (сезонные и годовые) периодичности и аномалии, выделить локальные особенности размещения станций. На основе вероятностного подхода удобно проводить построение как локальных моделей шума для конкретного региона [Pandey et al., 2020; D'Alessandro et al., 2021], так и уточнение глобальных моделей [Berger et al., 2004; Wolin, McNamara, 2020]. Такой статистический подход был применен в данной работе для анализа микросейсмического шума Прибайкалья во времени и пространстве в диапазоне частот от 0.01 до 50 Гц на основе данных локальной сейсмической сети ГИН СО РАН и Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН с привлечением данных ряда станций Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН. Это позволило впервые для оз. Байкал, с помощью исследования сезонной изменчивости параметров шума и поляризационного анализа, определить параметры микросейсмических колебаний, которые, были идентифицированы как озерные микросейсмы.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Как показано в работах [Потапов и др., 1997; Табулевич и др., 2001] озеро Байкал представляет собой естественную модель, с помощью которой можно определить действие вибраций от штормовых микросейсм [Табулевич, 1986] на сейсмический режим. Эта модель имеет явные преимущества по сравнению с Тихим океаном: лед на озере в зимнее время полностью исключал стоячие волны на воде, которые создают вибрации, передающиеся дну и земной коре [Табулевич и др., 2001].

Озеро Байкал расположено в центральной части Байкальского рифта и морфологически состоит из трех впадин, образующих единый

водный бассейн: Южной, Центральной и Северной, разделенных Селенгино–Бугульдейской и Ольхон–Академической перемычками. Впадина Южного Байкала отделена от Центральной поднятием дна на траверсе дельта р. Селенги – устье р. Бугульдейки, где глубина озера уменьшается до мелководного шельфа (до 100 м), контрастируя с близлежащими глубоководными частями к юго-западу (1416 м) и северо-востоку (1637 м) (рис. 1, врезка). В отличие от Ольхон–Академической перемычки, Селенгино–Бугульдейская перемычка сформирована преимущественно аккумуляцией осадков, но при этом, в целом морфология и структура этой перемычки определяются комбинацией быстрого накопления осадков, принесенных р. Селенгой, и эпизодических движений отдельных блоков кристаллического фундамента [Scholz, Hutchinson, 2000; Логачев, 2003]. Южная и Центральная впадины Байкальского рифта, с мощной осадочной толщей, представленной сложным комплексом аллювиальных, озерных, пролювиальных, делювиальных осадков, заложены на раннедокембрийском фундаменте, сложенном в основном гнейсо-диоритовым комплексом [Scholz, Hutchinson, 2000; Мац и др., 2001; Государственная..., 2009].

Впадины акватории озера вместе с осложняющими их структурами, бортовыми сбросами и сопровождающими горными поднятиями (плечами) и составляют морфологический рифт, для которого характерно асимметричное строение [Уфимцев, 1994]. Региональные разломы, обрамляющие рифтовые впадины Байкала, лучше выражены вдоль их северо-западных бортов, где отмечаются крутые сбросовые уступы высотой до 1500–2000 м, а северо-западные (“платформенные”) подводные склоны впадин более высокие и крутые, чем противоположные [Леви и др., 1995]. В разломно-блоковом строении рифтовых впадин и их горном обрамлении встречаются разрывные нарушения различных направлений. По значимости они выстраиваются следующим образом: северо-восточные, северо-западные, субширотные, субмеридиональные, что подтверждается результатами визуального и компьютерного линейного анализа совместно с данными полевых наблюдений [Лунина, 2016; Иванченко и др., 2022].

В Байкальской рифтовой зоне ежегодно происходит несколько тысяч землетрясений, при этом на долю относительно сильных и умеренных событий (энергетический класс $K_p \geq 10$) приходится всего несколько процентов [Radziminovich et al., 2013; Тубанов и др., 2021]. В центральной части рифта,

в основном, эпицентральные области этих землетрясений расположены непосредственно в Южно-байкальской впадине (рис. 1).

Общая циркуляция атмосферы, горный рельеф, температурные различия озера и суши определяют ветровой режим на Байкале [Байкал, 1993]. Общая циклональная и антициклональная деятельность в зависимости от сезонов года моделируется региональными особенностями, определяемыми рельефом местности, в частности, наличием и простираанием горных цепей и межгорных впадин, температурным режимом, связанным с наличием большого водного пространства оз. Байкал, смягчающим резко континентальный климат (более теплые зимы в прибрежной зоне Байкала по сравнению с окружающей территорией и более холодные летние месяцы в прибрежной и континентальной частях региона).

СИСТЕМА РЕГИСТРАЦИИ

В качестве исходных данных были привлечены записи сейсмостанций ГИН СО РАН и Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН (БуФ), в основном расположенных на юго-восточном берегу оз. Байкал, с привлечением данных станций Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН (БФ) (<http://www.seis-bykl.ru/Network>), установленных с западной стороны озерной котловины (рис. 1). В центральной части Байкальского рифта с 1996 г. начато уплотнение региональной сети сейсмических станций, в результате чего получены детальные данные, характеризующие сейсмичность и скоростное строение земной коры центральной части Байкальского рифта [Суворов, Тубанов, 2008; Тубанов и др., 2021a; 2021b].

Создание базы данных непрерывных сейсмических записей представляет хорошую возможность для мониторинга среды с использованием микросейсм. В настоящее время на станциях установлены сейсмометры (велосиметры) двух типов: короткопериодные однокомпонентные (СМ-3, СМ-3КВ с частотным диапазоном от 0.5 Гц) и широкополосные трехкомпонентные (Trilium Compact120s с частотным диапазоном от 0.008 Гц, GuralpCMG-40T с рабочей полосой от 0.033 Гц). Используются регистраторы Nanometrics Centaur (Канада) и отечественные регистраторы Байкал, Ермак, с частотой опроса 100 Гц (на станции TLY, входящей в состав международной сейсмической сети IRIS (<http://ds.iris.edu/mda/II/TLY>) частота опроса составляла 20 Гц). Пять сейсмических станций (HRMR,

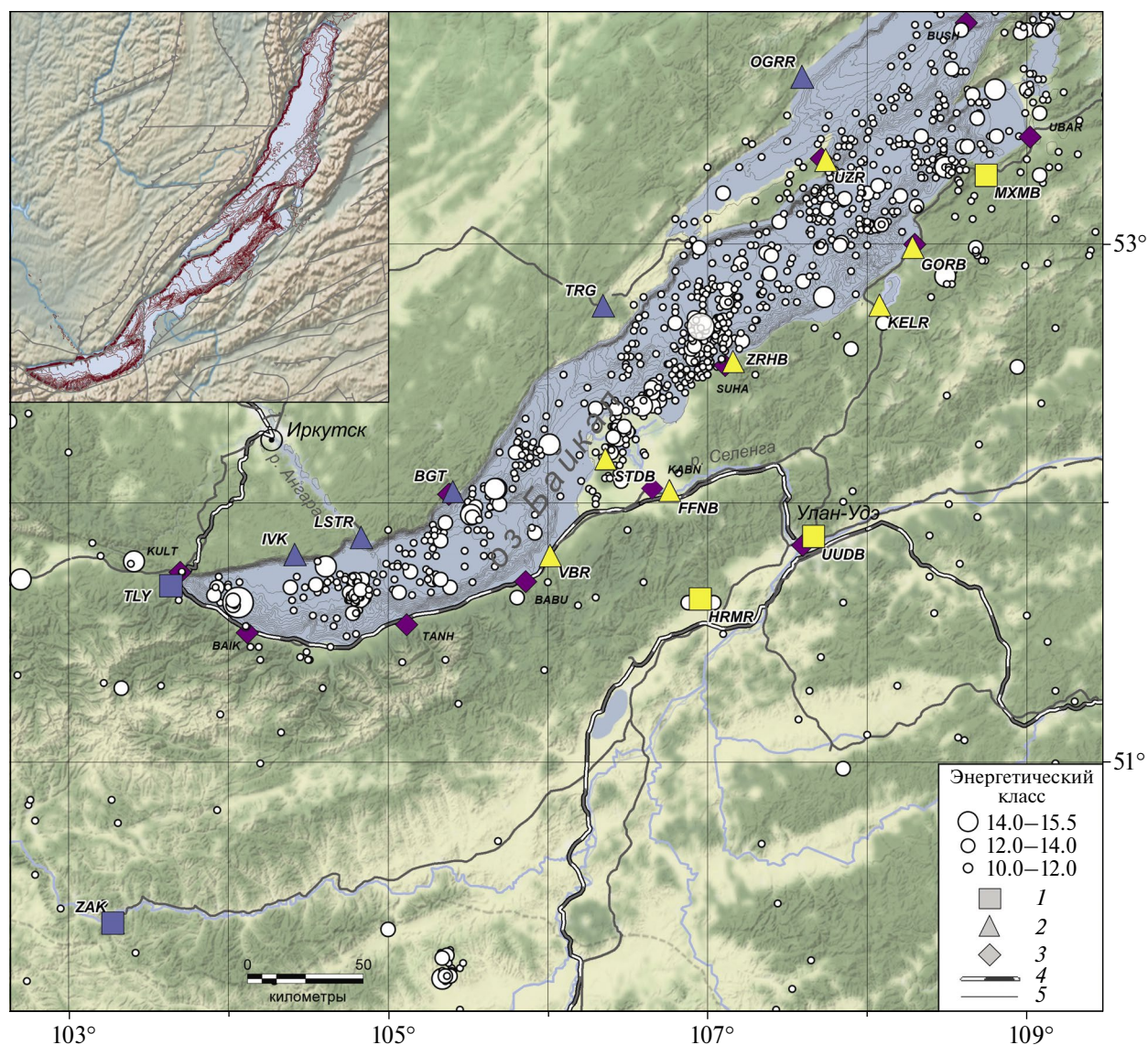


Рис. 1. Сейсмичность центральной части Байкальского рифта с 1960 по 2022 гг. (с $Kp \geq 10$, <http://www.seis-bykl.ru>): 1 – широкополосные сейсмостанции; 2 – короткопериодные сейсмостанции; 3 – метеостанции; 4, 5 – дороги. Желтым показаны станции ГИН СО РАН и Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН (БуФ); синим – станции Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН (БФ). На врезке показаны изобаты глубины оз. Байкал по данным сайта <https://www.noaa.gov> и основные разломы по работе [Лунина, 2016].

UADB, MXMB, TLY, ZAK), записи которых использовались в данной работе (рис. 1), были укомплектованы широкополосными сейсмометрами, остальные станции – короткопериодными датчиками. В течение всего исследуемого периода (2020–2021 гг.) сейсмостанции работали в режиме непрерывной записи.

Сейсмостанции расположены на разных бортах озерной котловины и в разной удаленности от его активных сейсмогенных разломов, в условиях разной литологии и мощности рыхлых отложений, тектонической раздробленности и сейсмической активности, наличия разных

экзогенных и техногенных источников микросейсм вблизи точек наблюдения. В целом, территория представляет собой сложный район с точки зрения выбора места для сейсмических станций, т.к. для нее характерен: высокий уровень сейсмических шумов как природного, так и техногенного характера; сложные грунты, обычно сложенные осадочными породами, в отдельных случаях обводненными; близость транспортных артерий разного уровня. Большинство сейсмостанций были установлены на окраине населенных пунктов, но с течением времени оказались в окружении домов и сооружений.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В данной работе для анализа микросейсмического шума использовались сейсмические записи с частотой опроса 100 Гц (для станции TLY частота опроса составляла 20 Гц) за 2020–2021 гг. Чтение данных в региональном формате Байкал, первичная обработка, конвертация данных в формат MiniSEED проводилась с помощью разработанной авторами программы PPSDAnalyzer [Предеин, Тубанов, 2022]. Считывание данных в формате MiniSEED, поправка на АЧХ канала, расчет и сохранение значений спектральной плотности мощности (СПМ) производилось с помощью программного пакета с открытым кодом Obspy [Beyreuther et al., 2010; Krischer et al., 2015]. Использовались непрерывные участки записи длиной более часа. В процессе обработки исходные данные с предварительно удаленным линейным трендом разбивались на интервалы длительностью 1 ч с перекрытием 0.5 ч. Для каждого часового

интервала рассчитывалась спектральная плотность мощности методом Уэлча [Марпл, 1990] в скользящем окне длительностью 1/13 ч с перекрытием 75 %. Полученные результаты использовались для построения плотности вероятности для каждой частоты с шириной интервала 1 дБ. По рассчитанным значениям плотности вероятности для всех частот строилась спектрограмма вероятности появления определенного значения СПМ на каждой частоте. Для дальнейшего анализа использовалась статистическая мода, 10 и 90 процентиля плотности вероятности, рассчитанные по месячным данным за 2020–2021 гг.

В результате обработки данных за 2020–2021 гг. для станций сейсмической сети была построена вероятностная модель микросейсмического шума в широком диапазоне периодов. Создание вероятностной модели шума путем расчета функции плотности вероятности по значениям спектральной плотности мощности

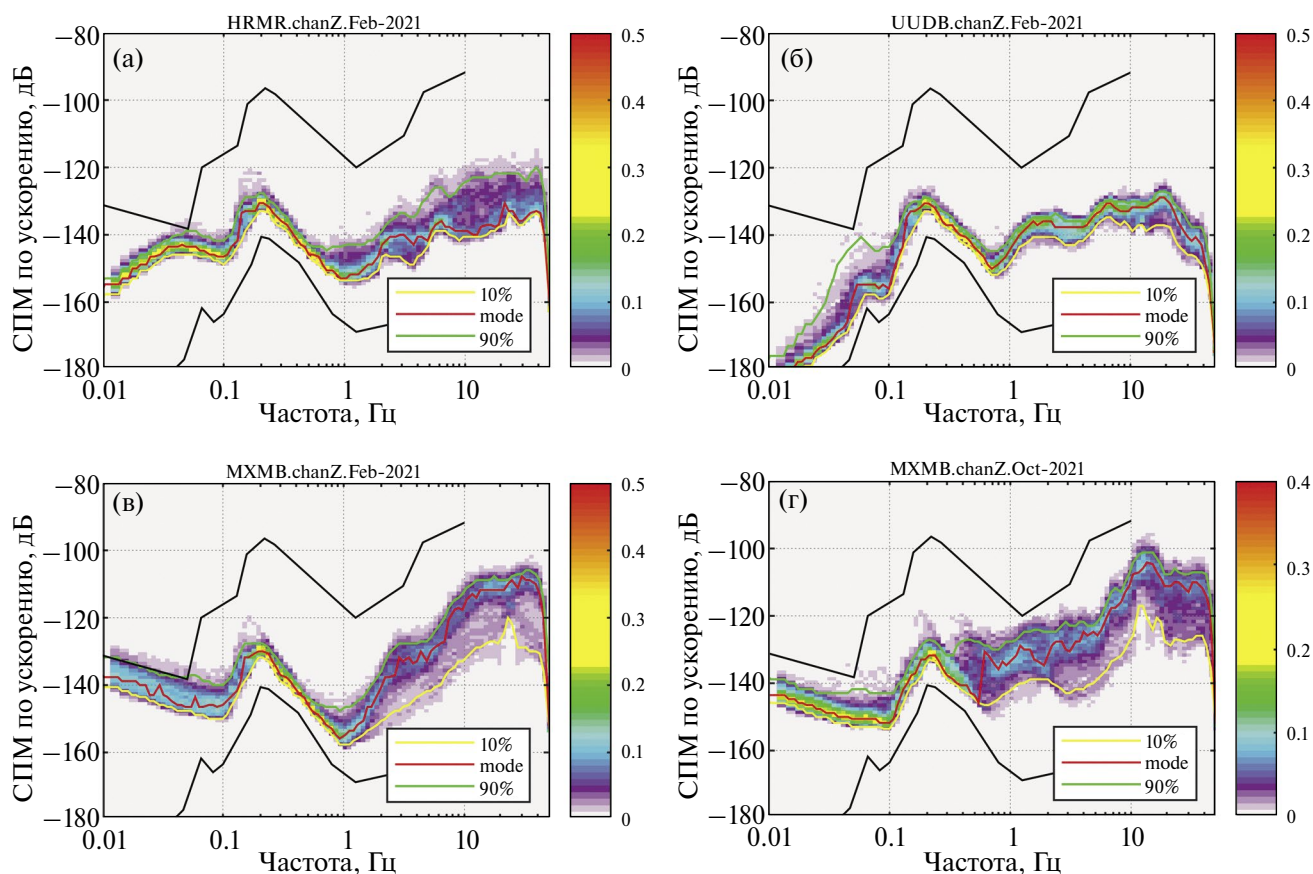


Рис. 2. Плотность вероятности распределения спектральной плотности мощности микросейсмического шума вертикальной компоненты ускорения грунта (цветовая шкала): (а) – с/с Хурамша (HRMR); (б) – с/с Улан-Удэ (UUDB) за февраль 2021 г.; (в) – с/с Максимиha (MXMB) за февраль; (г) – октябрь 2021 г. Черные линии – минимальный и максимальный уровень шума по работе [Peterson, 1993]; красная линия – статистическая мода; желтая линия – 10 процентиль; зеленая линия – 90 процентиль плотности вероятности.

(СПМ) позволяет оценить статистические параметры сигналов в частотной области [McNamara, Buland, 2004]. Преимуществом используемого подхода является отсутствие необходимости предварительного выбора данных, который обычно исключает нестационарные сигналы (например, землетрясения, взрывы и т.п.). В общем потоке сейсмических записей подобные сигналы имеют низкую вероятность появления и не вносят искажения в вероятностную модель микросейсмического шума. На рис. 2 приведены примеры рассчитанной плотности вероятности СПМ и статистических параметров для сейсмостанций (с/с) Хурамша (HRMR), Улан-Удэ (UUDB) и Максимиха (MXMB) за февраль и октябрь 2021 г. в сопоставлении с минимальным и максимальным уровнем шума по модели [Peterson, 1993].

С помощью предложенного алгоритма обработки данных региональной сети сейсмических станций был проведен пространственно-временной анализ микросейсмического шума в широком диапазоне частот. Накопление часовых значений СПМ за двухлетний период и расчет плотности вероятности для каждого часа в течение суток позволили построить картину суточных вариаций микросейсмического шума (статистической моды) для каждой станции. Аналогичный подход, примененный для каждого месяца года, наглядно демонстрирует сезонную изменчивость в течение года.

В качестве удобных индикаторов изменения спектрального состава микросейсмического шума в каждом интервале частот рассматривались СПМ и спектральный центроид (СЦ — взвешенное среднее значений частот, присутствующих в сигнале). При этом СПМ демонстрирует как изменяется мощность (амплитуда) сигнала, а спектральный центроид указывает, где, главным образом, сосредоточена энергия колебаний в соответствующем диапазоне частот. Спектральный центроид позволяет уверенно выделить частоту, соответствующую центру спектрального пика. Расчет СПМ и СЦ был проведен в различных интервалах частот для сейсмических станций сети за 2020–2021 гг.

К поляризационному анализу микросейсмических колебаний, регистрируемых трехкомпонентными сейсмометрами, был применен спектральный подход [Koper, Hawley, 2010]. Для расчета поляризационных атрибутов использовался программный пакет Noise Toolkit Polarization (IRIS DMC) (<http://ds.iris.edu/ds/products/noise-toolkit-polarization>), где

данные обрабатывались методом аналогичным [McNamara, Buland, 2004], однако сглаживание производилось в диапазоне 1/4 октавы. При трехкомпонентной регистрации фазовые соотношения между компонентами являются надежными индикаторами режима распространения окружающего шума, как для объемных волн, так и для волн Рэлея или Лява. Ориентация эллипсоида поляризации также позволяет определить обратный азимут и угол падения сейсмических волн. Частотно-зависимый поляризационный анализ выполнялся по алгоритму из работ [Samson, 1983; Park et al., 1987; Koper, Hawley, 2010]. Метод основан на декомпозиции собственных векторов спектральной ковариационной матрицы и дает информацию о мощности шума для каждой компоненты. Для исходных часовых интервалов для каждой компоненты (Z, N, E) с помощью преобразования Фурье рассчитываются элементы спектральной ковариационной матрицы размерностью 3×3 . Диагональные элементы матрицы являются СПМ каждой компоненты, а недиагональные элементы — взаимные СПМ трех компонент. Элементы матрицы являются функциями частоты в диапазоне от 0.01 до 40 Гц для широкополосных станций (0.5 до 40 Гц для короткопериодных станций). Далее выполняется разложение матрицы на основе собственных векторов, и наибольшее собственное значение и соответствующий собственный вектор дает представление о поляризационных характеристиках шума за часовой интервал. Данный подход позволяет рассчитать: 1) наибольшее собственное значение $\lambda_{\max}$, изменение которого в зависимости от частоты аналогично изменению компонент колебаний и указывается в децибелах (дБ) спектрального ускорения грунта $10\log_{10}[\text{м}^2/\text{с}^4/\text{Гц}]$; 2) степень поляризации β^2 , которая безразмерна и варьируется от 0 до 1 и отражает, насколько велико наибольшее собственное значение по сравнению с двумя другими [Samson, 1983]; 3) θ_H , азимутальную ориентацию эллипсоида поляризации, изменяющуюся от 0° до 360° , которая характеризует обратный азимут для волн Рэлея или объемной волны; 4) θ_V , угол падения для Р-волны; 5) ϕ_{VN} , разность фаз между радиальной и вертикальной составляющими, которая изменяется от -90 до 90° ; 6) ϕ_{HN} , разница фаз между горизонтальными компонентами [Park et al., 1987]. Расчет поляризационных параметров описан в работах [Samson, 1983; Park et al., 1987].

Поскольку поляризация — явление узкополосное, из-за неустойчивого характера величин поляризации, целесообразнее делать выводы

о шумовом поле на основе статистического анализа большого количества измерений. На рис. 3 показаны функции плотности вероятности СПМ микросейсмического фона и атрибутов поляризации, рассчитанных для станции Максимиха за октябрь 2020 г.

Исследование ветровой нагрузки выполнялось по данным 11 метеостанций, расположенных вдоль берега озера Байкал: KULT, BGOL, BAIK, TANH, BABU, KABN, SUHA, GORY, UZUR, UBAR, BUSH. Исходные данные представляют собой средние значения 10-минутных измерений силы и направления ветра каждые три часа в течение суток на отдельной метеостанции [Аргучинцева и др., 2020]. Метеоданные за 2020–2021 гг. (<http://gp5.ru>) приводились к периоду дискретизации 1 ч, рассчитывалась средняя скорость ветра по данным всех метеостанций. Далее проводилось сравнение СПМ ускорения грунта в узкой полосе частот

с вариациями скорости ветра. Предварительно данные СПМ ускорения грунта приводились к периоду дискретизации 1 ч, затем данные СПМ и скорости ветра сглаживались в скользящем окне 11 ч. Для сейсмических станций и ближайших метеостанций проведено исследование спектрального состава сигналов и выполнен расчет функции когерентности, который позволяет выделить значимые частоты, проявляющиеся в разных рядах данных.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

На основе обзора сведений о частотном составе микросейсмического шума [Беседина, Тубанов, 2023] и предварительного анализа данных для дальнейшей работы выбирались данные в нескольких интервалах частот (0.1–0.4 (для широкополосных станций); 0.5–1.5; 2–5; 5–10; 10–30 Гц). При анализе записей короткопериодных станций

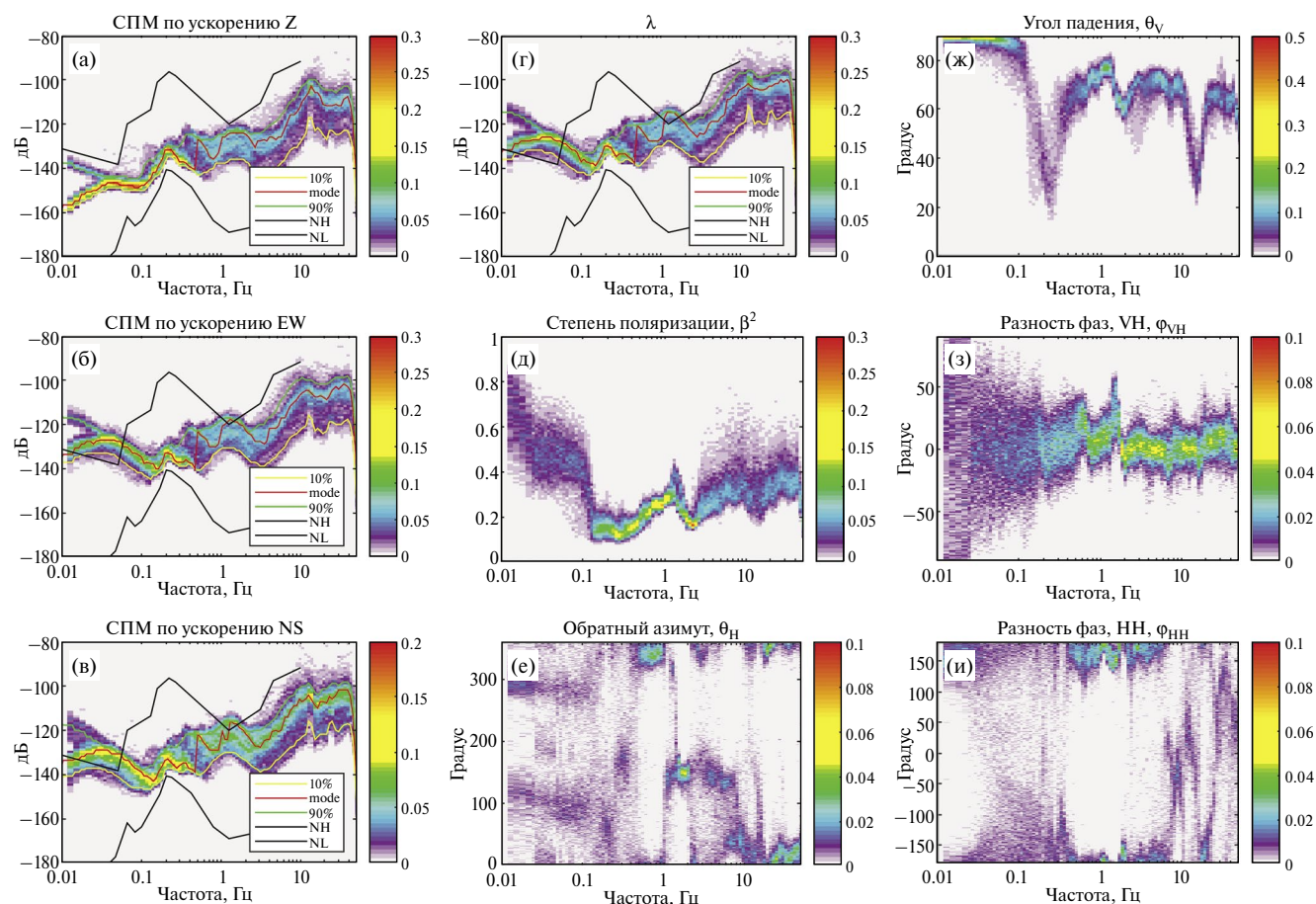


Рис. 3. Плотность вероятности распределения значений поляризационных атрибутов (цветовая шкала), полученные для станции Максимиха за октябрь 2020 г.: (а) – СПМ компоненты Z; (б) – EW; (в) – NS; (г) – наибольшее собственное значение $\lambda_{\max}$; (д) – степень поляризации β^2 ; (е) – азимутальная ориентация эллипсоида поляризации θ_H ; (ж) – θ_v , угол падения; (з) – разность фаз между радиальной и вертикальными составляющими ϕ_{vH} ; (и) – разность фаз между горизонтальными компонентами ϕ_{HH} .

учитывалась нижняя граничная частота датчиков 0.5 Гц, и анализ проводился в рабочем диапазоне частот измерительного канала. Комплексный анализ данных всех станций позволил проследить пространственно-временные вариации микросейсмического шума вблизи озера Байкал с шагом 1 месяц. В качестве примера на рис. 4 показаны пространственные вариации шума за август 2020 г. Для выделенных диапазонов частот 0.5–1.5; 2–5; 5–10; 10–30 Гц на всей территории Прибайкалья наибольшую интенсивность имеет СПМ в диапазоне 10–30 Гц, который обусловлен главным образом антропогенными источниками (см., например, статью [Webb, 2002]).

Используемый подход позволяет провести детальный анализ изменения как суточных вариаций микросейсмического фона в широком диапазоне периодов, так и выявить сезонные изменения. Например, на рис. 5 представлены суточные изменения, зарегистрированные на станции Максимиха (МХМВ) в 2020–2021 гг. Вариации микросейсм в диапазоне частот 0.2 Гц незначительны, однако для диапазона частот более 2–10 Гц, который связывают с влиянием метео- и антропогенных факторов (станция расположена на удалении ~ 70 м от автомагистрали),

наблюдается дневное усиление спектральной мощности микросейсмического шума на ~ 10 –20 дБ (по сравнению с уровнем микросейсм на частотах ~ 0.2 Гц) с 7 до 23 ч по местному времени. Суточные вариации для станции Сухой ручей (VBR), расположенной в ~ 700 м от ж/д путей и ~ 170 м от автомагистрали, демонстрируют максимум интенсивности СПМ на частотах 5–30 Гц. Как показал анализ данных всех сейсмических станций для микросейсм с частотой более 10 Гц, в основном наблюдается уменьшение интенсивности СПМ в ночные часы (см. например, рис. 5а – сейсмостанция МХМВ).

Анализ сезонных вариаций микросейсмического шума на широкополосных станциях показал увеличение СПМ в диапазоне частот около 0.2 Гц (вторичные микросейсмы) в зимние месяцы и смещение пика в область больших периодов (рис. 6). Эти изменения согласуются с увеличением интенсивности штормов в океанах осенью и зимой [McNamara, Buland, 2004], а проведенный поляризационный анализ показал, что в Прибайкалье в этом диапазоне частот уровень микросейсмического фона определяется мощностью вторичных микросейсм с источниками, расположенными в Тихом океане.

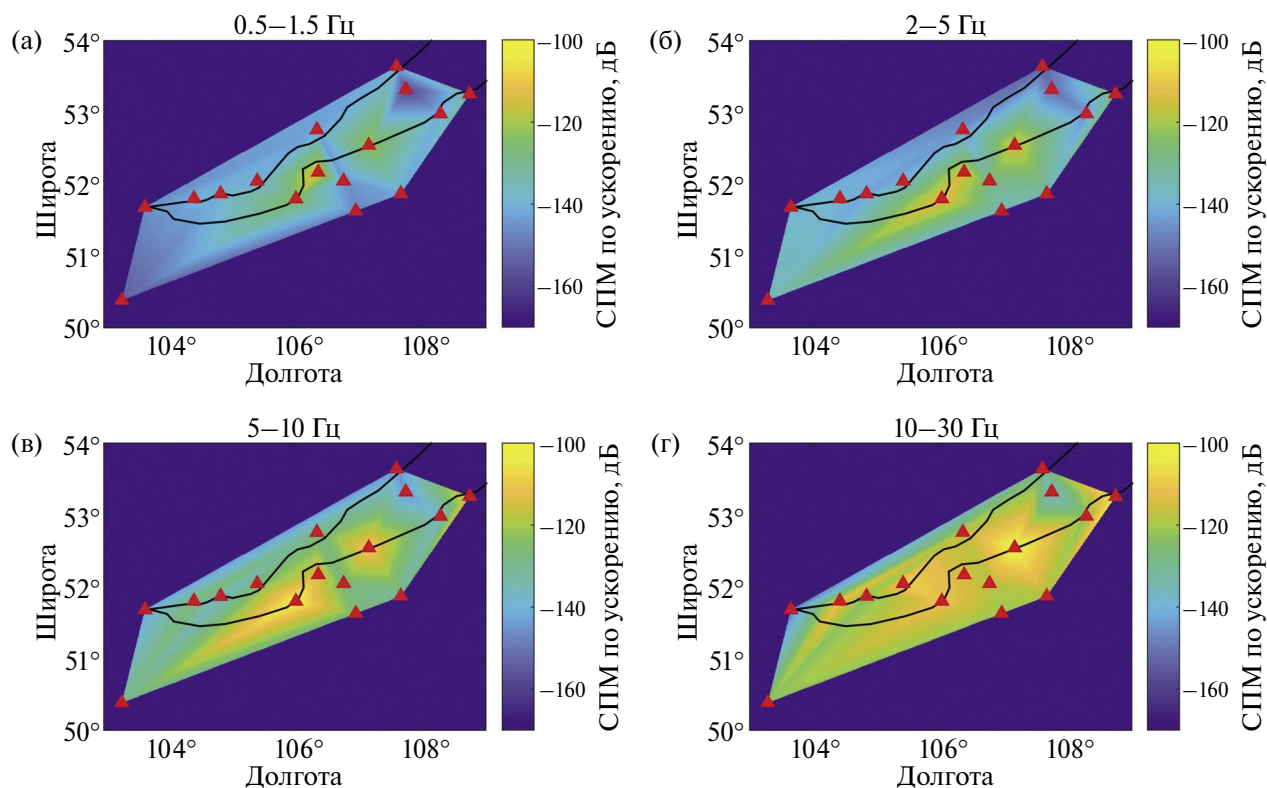


Рис. 4. Распределение моды плотности вероятности СПМ ускорения грунта (Z компонента) на территории Прибайкалья в разных диапазонах частот: (а) – 0.5–1.5 Гц; (б) – 2–5 Гц; (в) – 5–10 Гц; (г) – 10–30 Гц в августе 2020 г.

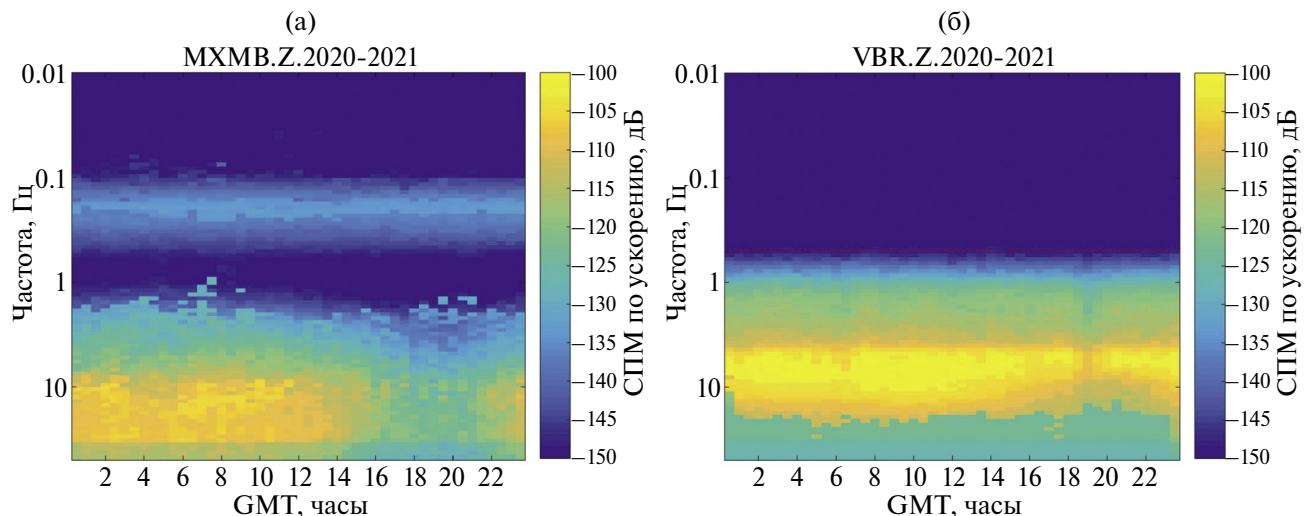


Рис. 5. Суточные вариации микросейсмического шума за 2020–2021 гг. для станций: (а) – Максимиха (MXMB); (б) – Сухой ручей (VBR); пунктир соответствует нижней граничной полосе короткопериодных датчиков 0.5 Гц. Местное время +8 ч.

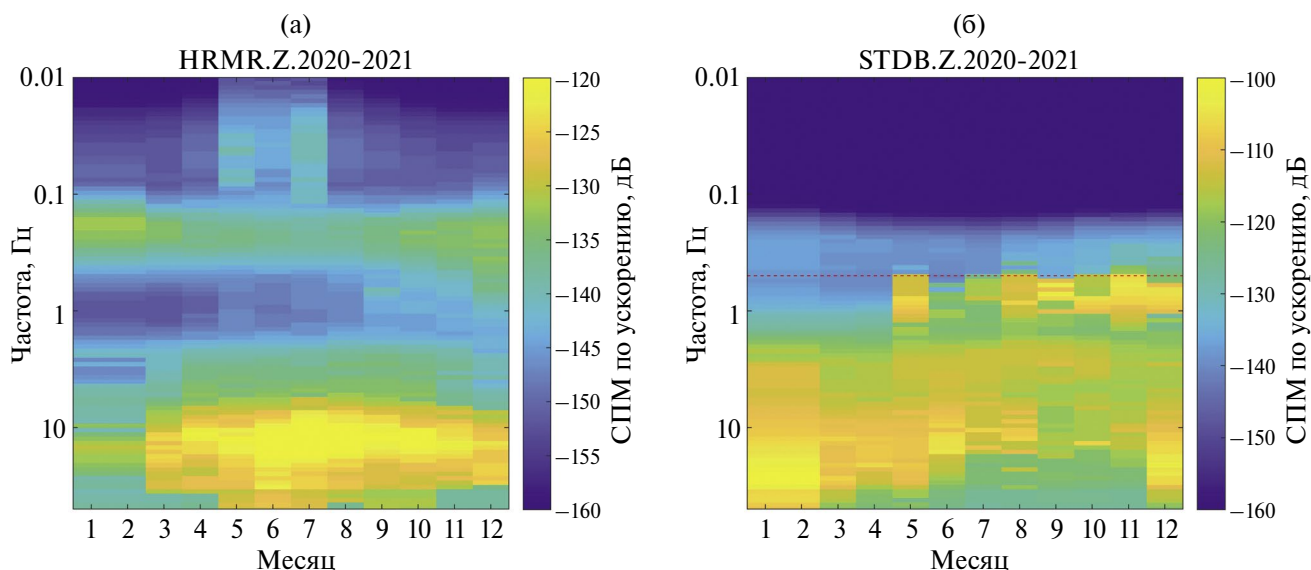


Рис. 6. Сезонные вариации микросейсмического шума за 2020–2021 гг. для: (а) – широкополосной станции Хурамша (HRMR); (б) – короткопериодной станции Степной дворец (STDB); пунктир соответствует нижней граничной полосе короткопериодных датчиков 0.5 Гц.

Также отмечается рост интенсивности колебаний на частотах 10–30 Гц в сезон с марта по декабрь с пиком в летние месяцы. Отмеченная тенденция может быть связана как с увеличением антропогенного шума в летние месяцы, так и с изменением ветровой нагрузки, которая подвержена сезонным, суточным изменениям и, как известно из литературных данных [Беседина, Тубанов, 2023], может определять колебания уровня микросейсм в полосе от 1 до 60 Гц. Это подтверждается интенсивными суточными

вариациями СПМ шума в диапазоне частот 10–30 Гц.

Значения СПМ в диапазоне 0.5–1.5 Гц демонстрируют наличие наиболее выраженных сезонных вариаций. На рис. 6б показаны сезонные вариации микросейсмического шума для станции Степной дворец (STDB), где отчетливо отмечается усиление интенсивности СПМ с мая по декабрь в интервале частот 0.5–1.5 Гц. Подобные изменения уровня спектра в полосе частот около 1 Гц также обнаружены на всех

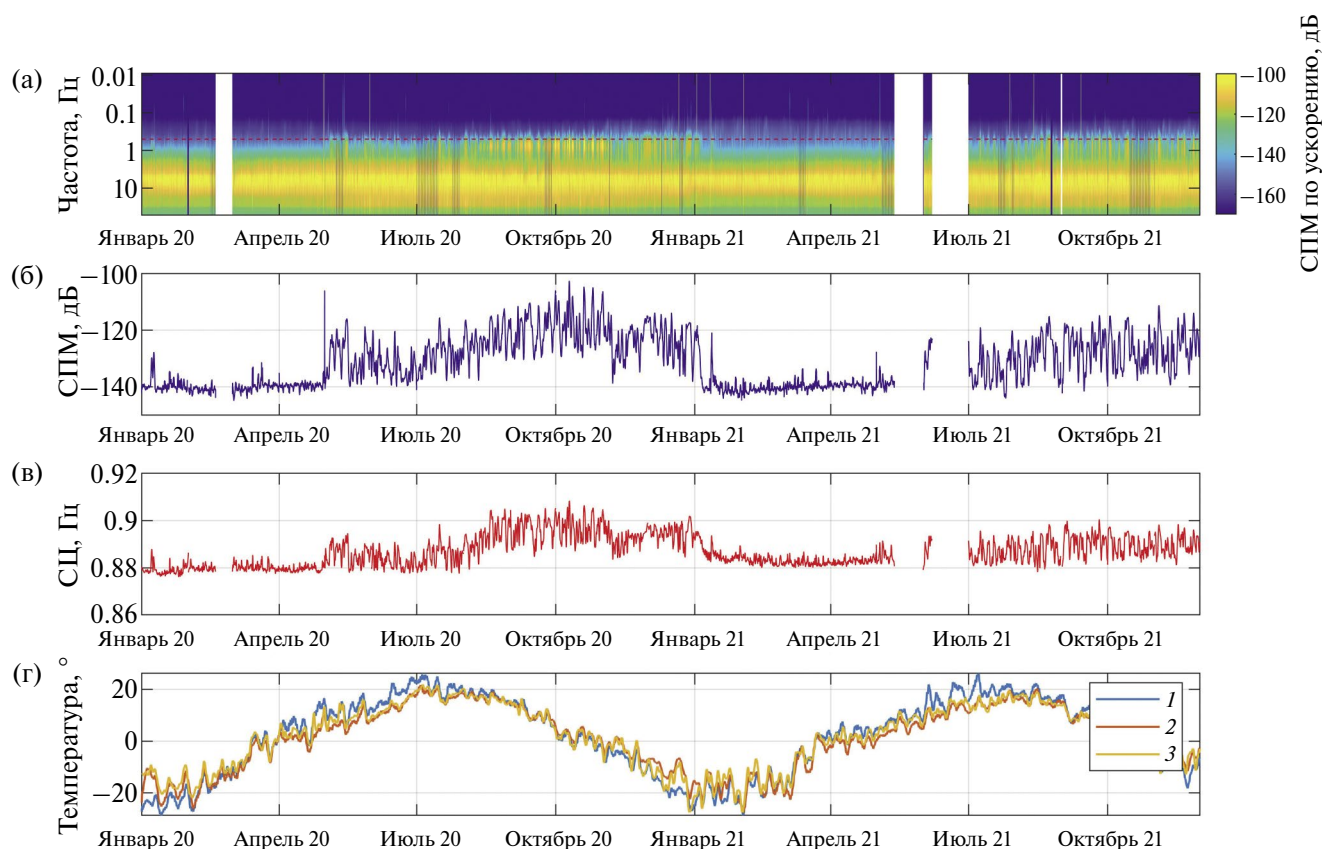


Рис. 7. Спектральный анализ данных станции Сухой ручей (VBR) за 2020–2021 гг.: (а) – спектрограмма (пунктир соответствует нижней граничной полосе короткопериодных датчиков 0.5 Гц); (б) – СПМ ускорения грунта в диапазоне 0.5–1.5 Гц; (в) – спектральный центроид в диапазоне 0.5–1.5 Гц; (г) – вариации температуры по данным нескольких метеостанций региона (1 – UUDB, 2 – GORB, 3 – BGT). Станция Сухой ручей (VBR) находится на расстоянии около 1 км от береговой линии оз. Байкал.

сейсмических станциях исследуемой сети. Это хорошо иллюстрируют графики плотности вероятности СПМ микросейсмического шума для станции Максимиха (MXMB) за февраль и октябрь 2020 г. (рис. 2в, 2г), где наблюдается повышение значений статистической моды и диапазона доверительных интервалов в полосе частот от 0.4–0.5 до 1.5 Гц в октябре по сравнению со значениями в феврале. Значения параметров СПМ и спектрального центроида (СЦ) в диапазоне частот 0.5–1.5 Гц (0.5 Гц выбирается как нижний граничный диапазон регистрации короткопериодных станций) увеличиваются с мая по январь для ряда станций в периоды открытой воды на оз. Байкал, что согласуется со значениями температуры по данным нескольких метеостанций региона (например, диаграммы для станции Сухой ручей (VBR) показаны на рис. 7). Полученные закономерности позволяют предполагать, что отмеченные вариации микросейсм в полосе частот от 0.4–0.5 до 1.5 Гц могут быть связаны с влиянием озера.

Для дополнительного исследования природы возникновения микросейсм с частотами около ~ 1 Гц и уточнения характерного для них диапазона частот проведен поляризационный анализ микросейсмического шума. На рис. 3, построенном по данным станции Максимиха (MXMB) за октябрь 2020 г., видно, что в различных частотных диапазонах достаточно четко выделяются следующие особенности.

На низких частотах (< 0.1 Гц) шум поляризован, что приводит к разбросу величин разности фаз (рис. 3з, 3и). Изучение спектров мощности отдельных компонентов (рис. 3а, 3б, 3в) наглядно демонстрирует, что горизонтальное движение микросейсмических колебаний преобладает над вертикальным, в результате чего СПМ θ_v имеет четкий пик около 90° . Также ясно, что мощность компоненты NS немного меньше, чем мощность EW, в результате чего СПМ θ_h сгруппированы около 120° и 300° . Диапазон значений СПМ параметра ϕ_{vh} очень широкий, вероятно, из-за незначительности вертикального движения (СПМ

вертикальной компоненты меньше горизонтальных). Напротив, СПМ φ_{HH} имеют пик значений около 150° , степень поляризации достигает 0.8, что свидетельствует о горизонтальном эллиптическом движении. Возможно, эти колебания представляют в основном наклоны (фундамента или датчика) вблизи места регистрации, что говорит о недостаточной изоляции от влияния внешних факторов (температуры, изменения атмосферного давления и пр.) [Кислов, Гравиров, 2013].

В микросейсмическом диапазоне (0.1–0.4 Гц) на СПМ вертикального канала имеются два отчетливых шумовых пика 0.16 и 0.2 Гц **вторичных микросейсм**, связанных с волнениями мирового океана [Ardhuin et al., 2011]. На горизонтальных каналах слабый пик 0.16 Гц теряется за низкочастотными помехами. Относительно низкая степень поляризации β^2 , как и относительно низкие абсолютные значения вертикальной радиальной разности фаз φ_{VH} в этом частотном диапазоне указывают на то, что колебания не являются волной Рэлея в чистом виде, а представляют собой комбинацию волн Рэлея, Лява и, возможно, объемных волн. Отметим, что только в диапазоне вторичных микросейсм мощность на вертикальной компоненте выше горизонтальных (угол падения на уровне 20°). Обратные азимуты θ_H в этом диапазоне для частоты около 0.2 Гц слабо сгруппированы в районе 50° – 70° , а для частоты 0.3 Гц — в районе 150° – 180° . Это согласуется с данными [Koper, Burlacu, 2015] о расщеплении микросейсмического пика вторичных микросейсм. В целом наблюдается небольшое размытие азимутальной ориентации эллипсоида поляризации, возможно, связанное с изменениями положения микросейсмических источников вторичных микросейсм во времени.

В полосе микросейсм 0.4–2 Гц на СПМ компонент Z, EW, NS и наибольшего собственного значения λ_{MAX} наблюдаются два пика на частоте 0.5 и 1.4 Гц. Степень поляризации увеличивается относительно диапазона 0.1–0.4 Гц и достигает 40% на частоте 1.4 Гц. Относительно большие углы падения 150° – 180° говорят о преимущественно горизонтальном движении. Небольшие значения вертикальной радиальной разности фаз φ_{VH} (на уровне 10°), свидетельствуют о том, что энергия не является явно волной Рэлея основной моды, а, вероятно, представляют собой смесь волн *P* и *Lg*, которые, как известно, доминируют в этой полосе частот [Koper et al., 2010]. Но, повышение φ_{VH} до 30° и 50° , на частотах, соответственно, 0.5 и 1.4 Гц, говорит о приближении к рэлеевскому распространению шума

и информативности азимутальной ориентации эллипсоида поляризации θ_H на этих частотах. СПМ θ_H в полосе 0.5–1 Гц имеет значение около 340° , что согласуется с направлением на берег озера Байкал, до которого около 500 м от сейсмостанции. Однако выше 1 Гц обратный азимут резко меняет направление на прямо противоположное — 150° (в этом направлении находится лесной массив). Колебания в этом диапазоне частот, обусловленные влиянием озера, будем называть озерными микросейсмами (ОЗМ). Природа ОЗМ будет более детально рассмотрена в разделе Дискуссия.

На высоких частотах (> 2 Гц) СПМ степени поляризации β^2 существенно меняет свой характер. Здесь источником генерации микросейсм могут служить антропогенные и природные факторы (ветер), так что наблюдается множество импульсных и квазистационарных сигналов с большой степенью поляризации. Обратные азимуты θ_H указывают направление на нескольких источниках антропогенного шума, находящихся поблизости (жилые дома, автомагистраль, вышка сотовой связи).

Отметим, что из-за обширного временного осреднения влияние нестационарных сигналов от землетрясений и импульсных помех на СПМ поляризационных атрибутов (рис. 3) пренебрежимо мало, а квазистационарные сигналы от океанских и озерных волн, ветра, транспорта и т.д. усиливаются. Это хорошо демонстрируют спектрограммы поляризационных атрибутов на рис. 8, где видно, что шум всех перечисленных выше частотных диапазонах имеет отчетливую временную структуру и это позволяет более детально интерпретировать природу микросейсм.

На спектрограмме наибольшего собственного значения λ_{MAX} (рис. 8а), обратим внимание на уменьшение нижней частоты ОЗМ до 0.3 Гц в периоды интенсивной ветровой нагрузки по сравнению с безветренными интервалами. Таким образом, происходит перекрытие частотных полос вторичных и озерных микросейсм. Спектрограммы β^2 , φ_{HH} , θ_V , позволяют достаточно четко обозначить частотный диапазон ОЗМ 0.4–1.5 Гц и отделить их от вторичных (0.1–0.4 Гц) и высокочастотных (>2 Гц) микросейсм. Наиболее информативными атрибутами поляризации для выделения ОЗМ во времени оказались обратный азимут θ_H и вертикальная радиальная разность фаз φ_{VH} . На спектрограмме θ_H видно, что в периоды усиления ветра, совпадающие с пиками СПМ озерных микросейсм,

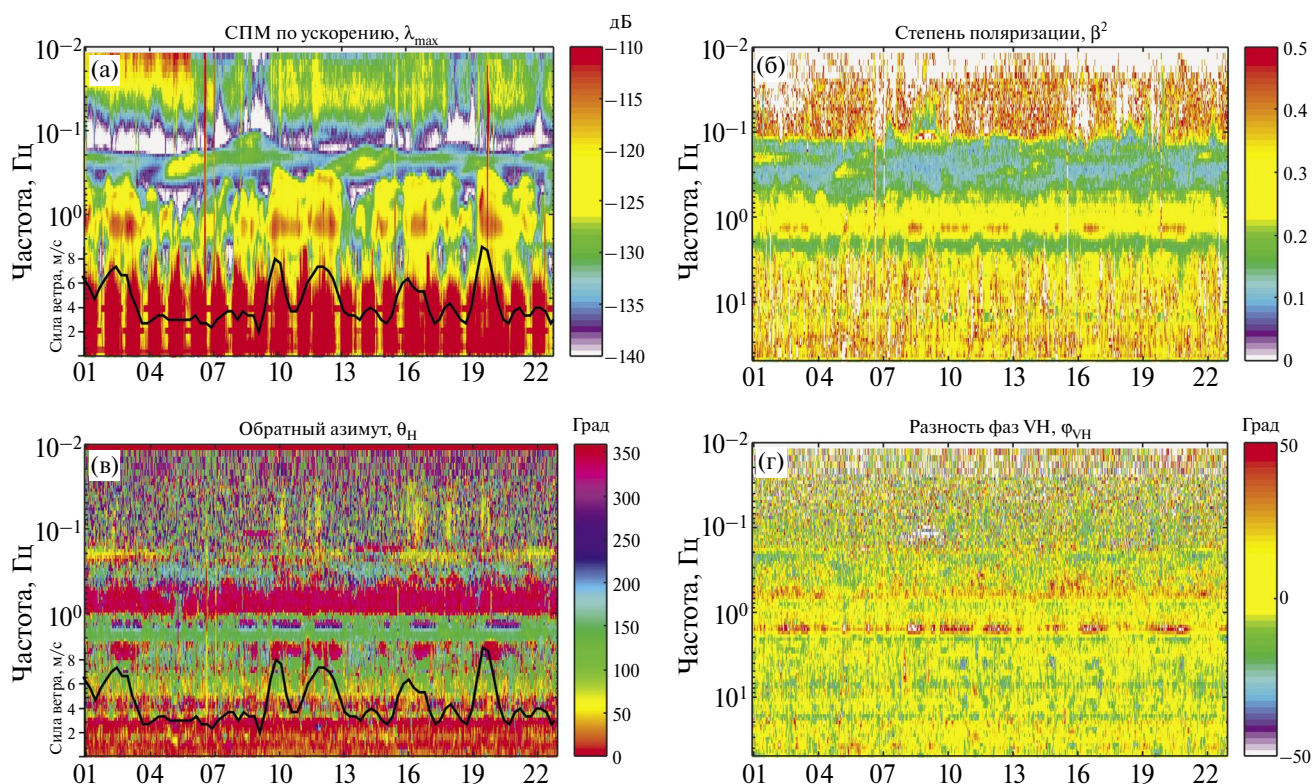


Рис. 8. Спектрограммы, построенные по данным станции Максимиха за октябрь 2020 г.: (а) — наибольшее собственное значение $\lambda_{\max}$; (б) — степень поляризации β^2 ; (в) — азимутальная ориентация эллипсоида поляризации θ_n ; (г) — разность фаз между радиальной и вертикальной составляющими ϕ_{vH} ; черной линией показана скорость ветра на метеостанции Узур (UZUR) в октябре 2020 г.

обратный азимут на источник находится в северном направлении от сейсмостанции.

Как показал анализ данных, микросейсмы с характерными частотами около 1 Гц проявляются на всех сейсмических станциях сети. Для ряда сейсмостанций значения параметров СПМ и спектрального центроида в диапазоне частот от 0.4–0.5 до 1.5 Гц увеличиваются с мая по январь (в периоды открытой воды на оз. Байкал).

ДИСКУССИЯ

Подробный анализ, проведенный в диапазоне частот 0.1–2 Гц, позволил выделить на фоне глобального минимума спектра микросейсм в районе 1 Гц сезонную аномалию СПМ, которая наблюдается в период с мая по декабрь на сейсмостанциях, окружающих озеро Байкал. Привлечение поляризационного анализа позволяет исследовать обратный азимут (направление на источник) отмеченных микросейсмических колебаний. На рис. 9 представлены полярные диаграммы θ_n для станций Листвянка (LSTR, ~90 м от берега), Б. Голоустное (BGT, ~400 м от берега), Максимиха (MXMB, ~700 м от берега)

и Улан-Удэ (UUDB, ~84 км от берега) в диапазоне частот 0.5–1.5 Гц (для станции UUDB — 0.5–1 Гц) за октябрь 2020 г. Направление обратного азимута в исследуемом диапазоне указывает на озеро, что позволяет идентифицировать эти колебания как озерные микросейсмы (ОЗМ). В пользу предположения о связи отмеченных микросейсм с влиянием озера свидетельствуют работы, в которых проведено исследование озерных микросейсм для озера Онтарио (Канада, США) [Kerman, Mereu, 1993; Xu et al., 2017]; системы Великих озер (Канада, США) [Lynch, 1952; Anthony et al., 2018]; Большого невольничьего озера (Канада) [Koper et al., 2009; Xu et al., 2017]; озер Dianchi, Erhai, Fuxian в провинции Юньнань (Китай) [Xu et al., 2017]; озера Йеллоустон (США) [Xu et al., 2017; Smalls et al., 2019]; озера Малави (Африка) [Accardo et al., 2017; Carchedi et al., 2022].

Проведенный нами анализ спектральных и поляризационных характеристик микросейсмического шума вблизи оз. Байкал позволил обнаружить озерные микросейсмы на всех сейсмических станциях, используемых в работе; в том числе и на станциях, расположенных на

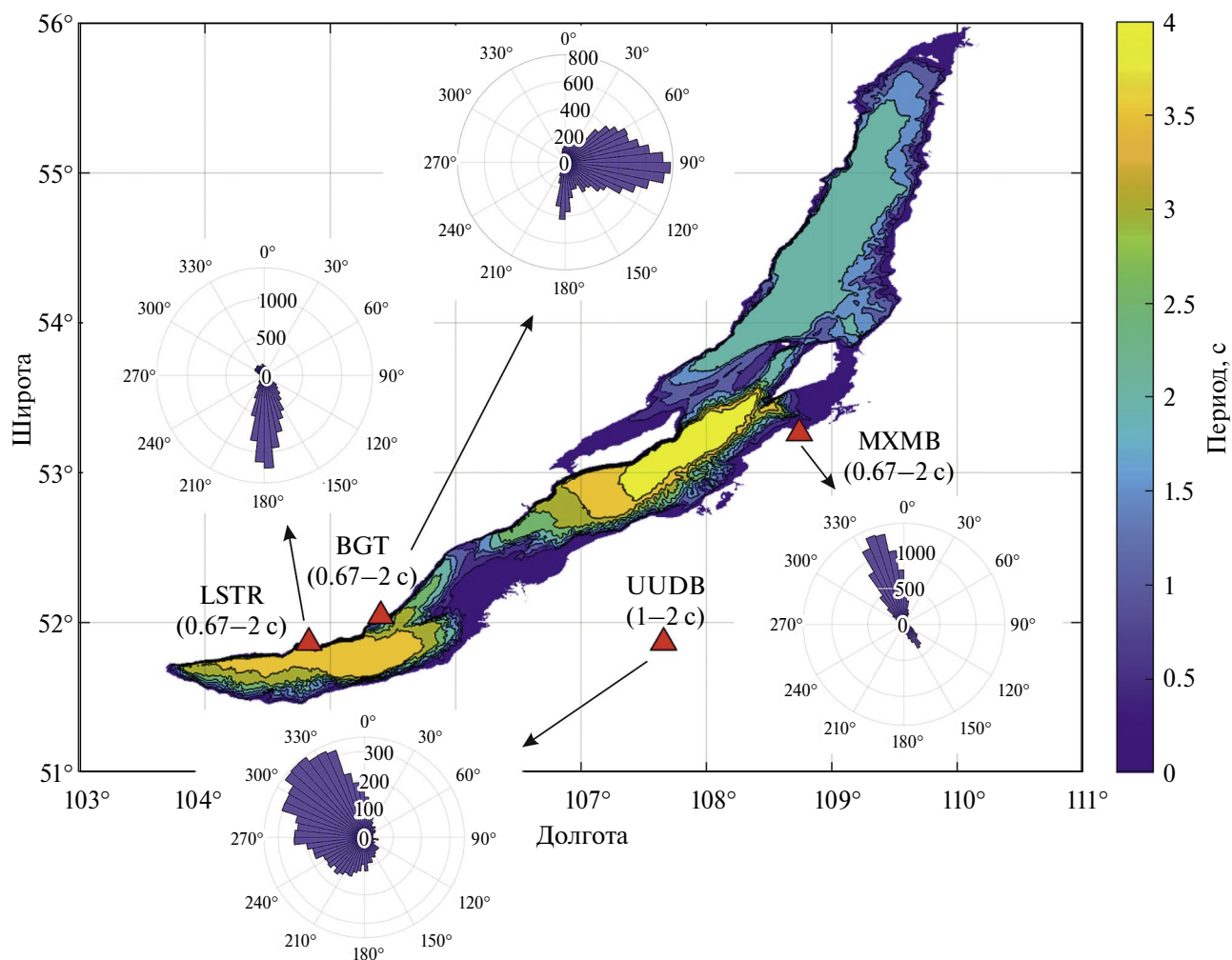


Рис. 9. Диаграммы направленности обратного азимута для сейсмических станций Листвянка (LSTR, ~90 м от берега); Б. Голоустное (BGT, ~400 м от берега); Максимиha (MXMB, ~700 м от берега); Улан-Удэ (UUDB, ~84 км от берега) в диапазоне частот 0.5–1.5 Гц (для станции UUDB – 0.5–1 Гц) за октябрь 2020 г. Периоды, в которые происходит усиление микросейсм (аналог вторичных океанических микросейсм) в зависимости от глубины оз. Байкал по модели в работах [Longuet-Higgins, 1950; Tanimoto, 2013].

удалении более 80 км от берега, хотя в некоторых публикациях, например, [Xu et al., 2017; Carchedi et al., 2022], было отмечено, что наземными станциями озерные микросейсм могут быть зарегистрированы на расстоянии не далее 20–30 км от берега. Наши данные скорее подтверждают результаты работы [Соколова, Михайлова, 2008], где показано наличие характерного пика спектральной плотности шума в диапазоне частот 0.4–0.7 Гц во время штормов на оз. Иссык-Куль на сейсмостанциях, расположенных на расстояниях до 400 км от озера.

Большинство исследователей [Xu et al., 2017; Smalls et al., 2019; Carchedi et al., 2022] полагают, что существенный вклад в генерацию озерных микросейсм оказывает ветровая нагрузка. В пределах котловины озера среднемесячные

и годовая скорости ветра выше в Центральном и Южном Байкале и ниже на Северном Байкале. Это связано с преобладанием выхода циклонов и тыловых вторжений на южную и среднюю части озера и с большей орографической защищенностью северной котловины. В холодное время года на побережье оз. Байкал доминируют ветры с суши на озеро, в теплое – с озера на сушу [Атлас..., 1977]. Сезонность регистрации озерных микросейсм на оз. Байкал, вероятно, определяется ледовым режимом. Озеро ежегодно полностью замерзает (средняя толщина льда зимой – 1 м), покрываясь льдом постепенно с севера на юг, покрыто льдом почти 5 месяцев в году. В конце октября замерзают мелководные заливы, в середине зимы (1–14 января) – наиболее глубоководные районы. Сроки ледостава

значительно меняются по годам — колебания достигают 40 дней. Взлом льда начинается 25–30 апреля.

В этой связи было проведено сопоставление вариаций мощности отмеченных сигналов с температурой воздуха, зарегистрированной на метеостанциях вблизи оз. Байкал, а также с ветровой нагрузкой. С точки зрения энергии генерации ветровых микросейсм в пределах оз. Байкал интерес представляют не локальные возмущения метеопараметров, а когерентные усиления скорости ветра на сети метеостанций [Bandi, 2017]. Сопоставление СПМ микросейсмического фона в диапазоне от 0.4–0.5 до 1.5 Гц со средней скоростью ветра, рассчитанной по данным всех метеостанций, и со скоростью ветра на ближайшей метеостанции показало наличие корреляции между параметрами. На рис. 10 хорошо видно визуальное соответствие между параметрами. Исследование спектрального состава показало наличие спектральных пиков в микросейсмическом шуме с периодами 1.55,

3 и 6 дней, и 1, 1.55 и 3 дня для скорости ветра на метеостанции KABN (периоды 2 и 4 дня проявляются на усредненных метеоданных), что соответствует высоким значениям функции когерентности на периодах 1.55 и 3 суток и свидетельствует о наличии линейной связи между озерными микросейсмическими и скоростью ветра. Отмеченные значения периодов согласуются с тем, что синоптический цикл, вызванный, как правило, прохождением атмосферного циклона через данную точку земной поверхности, продолжается обычно несколько суток [Кабатченко и др., 2015].

Детальный анализ спектральных и поляризационных параметров микросейсмического шума, зарегистрированного на всех станциях исследуемой сейсмической сети, позволяет предполагать, что мы наблюдаем два типа озерных микросейсм с частотами 0.4–0.7 Гц и 0.7–1.5 Гц (однако отчетливые максимумы выделить не удастся). Это подтверждает исследование отношения СПМ ускорения грунта, рассчитанной за месяцы свободной

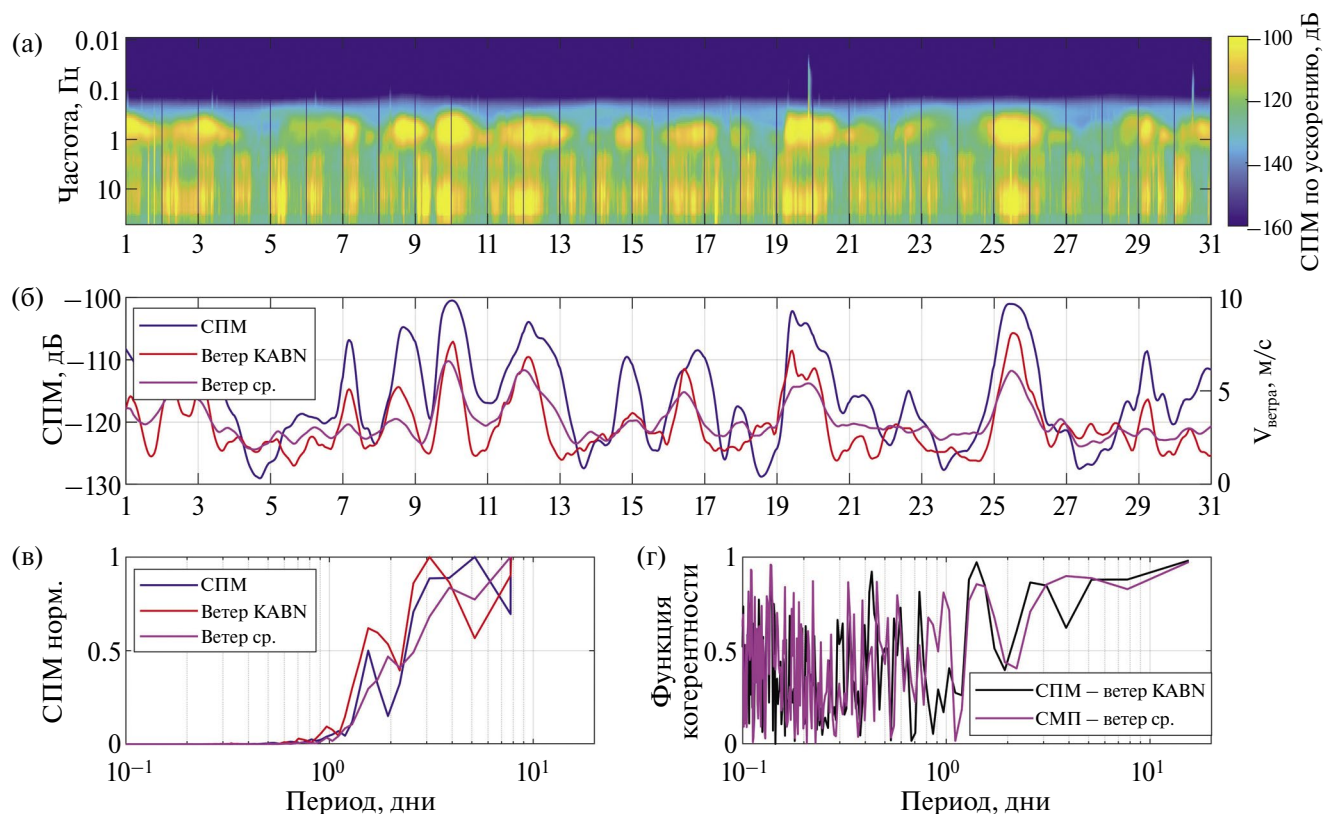


Рис. 10. Параметры микросейсмического фона на станции Степной дворец (STDB) за октябрь 2020 г.: (а) — СПМ ускорения грунта; (б) — СПМ ускорения грунта в полосе 0.5–1.5 Гц, скорость ветра по данным метеостанции KABN и средняя по всем метеостанциям; (в) — их нормированные спектры; (г) — функция когерентности между СПМ ускорения грунта в полосе 0.4–1.5 Гц и скоростью ветра по данным метеостанции KABN и средней скоростью ветра по всем метеостанциям.

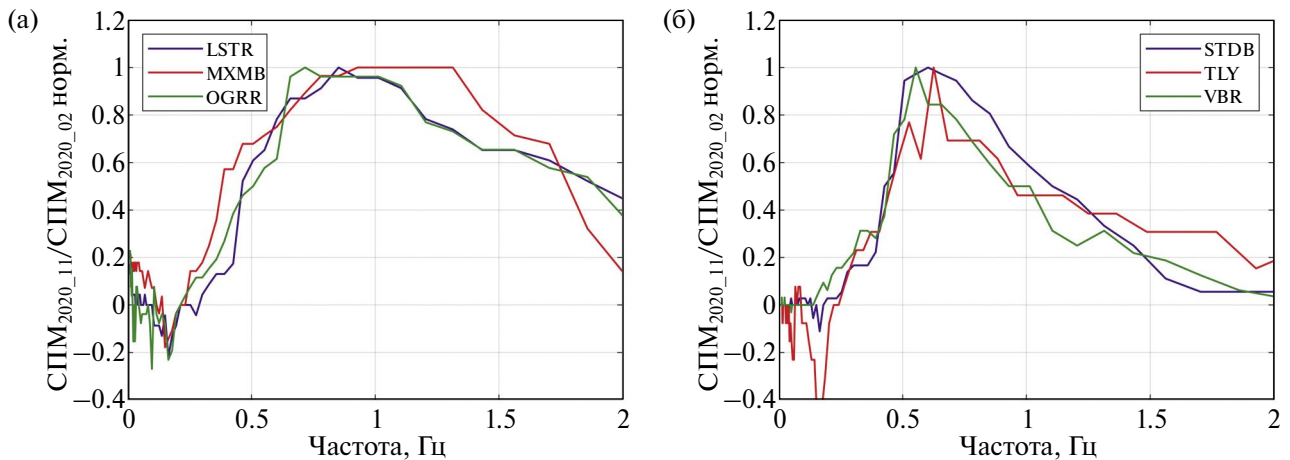


Рис. 11. Отношения СПМ ускорения грунта, рассчитанной за ноябрь 2020 г., к СПМ, рассчитанной за февраль 2020 г., нормированные на максимум. Станции с характерным диапазоном частот: (а) – 0.4–1.5 Гц (LSTR, MXMB, OGGR); (б) – 0.4–0.7 Гц (TLY, STDB, VBR) на уровне ~ 0.7 .

воды в озере к СПМ за период, когда озеро покрыто льдом (например, $\text{СПМ}_{2020_11}/\text{СПМ}_{2020_02}$), нормированного на максимум (рис. 11). По ширине полученного пика все станции удалось разделить на две группы: с характерным диапазоном частот 0.4–0.7 Гц (например, TLY, STDB, VBR) и 0.4–1.5 Гц (например, LSTR, MXMB, OGGR). Можно предполагать, что первый диапазон частот соответствует одночастотным озерным микросейсам, в то время как второй интервал содержит диапазоны как одночастотных, так и двухчастотных микросейсм. Четкое разделение микросейсм с разными частотными диапазонами можно проследить на рис. 8 на спектрограмме поляризационных атрибутов (λ_{MAX} и θ_H) для станции Максимиша (MXMB). Хотя, для некоторых станций два пика выделить не удастся из-за осреднения во времени.

Механизмы озерных микросейсм мало изучены, хотя обнаружены и исследованы на озерах в Африке, Канаде, Китае, США с различной глубины и общей площадью от 210 до 27 000 км². Исследователи сходятся во мнении относительно периода ОЗМ, который охватывает диапазон 0.5–3 с (0.3–2 Гц), но не пришли к единому мнению – является ли процесс их генерации линейным, аналогично одночастотным (первичным) океаническим микросейсам или же представляет собой нелинейное взаимодействие волн, которое формирует микросейсм удвоенной частоты (аналогично двухчастотным (вторичным) микросейсам в океане). Наиболее распространенная модель генерации вторичных микросейсм, предложенная М.С. Лонге-Хиггинсом [Longuet-Higgins, 1950], рассматривает возбуждение волн Рэля на дне океана в зависимости от частоты, батиметрии и скорости S -волны

в коре. Альтернативная теория предполагает, что при распространении волн на шельфе возникает незатухающее с глубиной переменное давление, которое может порождать микросейсм с удвоенной частотой, по сравнению с частотой волн на поверхности океана [Арсеньев и др., 1990; 2006]. Более короткий, по сравнению с океаническими, период микросейсм, генерируемых озером, может быть связан с меньшей протяженностью открытой воды, на которую воздействует ветер (разгон ветра), формируя гравитационные волны в озере [Xu et al., 2017].

По аналогии с теориями генерации микросейсм, связанными с волнами в океанах, рассчитаем диапазоны периодов, которые можно ожидать для озерных микросейсм. Используя эмпирическое соотношение из работы [Carter, 1982], можно оценить максимальный период волн (T_m , с) в водоеме в зависимости от длины разгона ветра (X , км) и скорости ветра (V , м/с):

$$T_m = 0.605X^{0.33}V^{0.34}. \quad (1)$$

При средней скорости ветра около 2 м/с максимальный период микросейсм будет составлять 2.06–2.78 с (0.36–0.49 Гц) при разгоне ветра от 20 до 50 км, что соответствует поперечному размеру озера (см. таблицу). Таким образом, период двухчастотных микросейсм при таких параметрах будет составлять 1.06–1.39 с (0.72–0.98 Гц). Наблюдаемые более короткие периоды (меньше 2.5 с) по сравнению с расчетными могут говорить о том, что волновое поле формируется за счет взаимодействия ветра и волн в закрытой части или по короткой оси озера. Это предположение подтверждается исследованием

направленности ветровой активности. Например, на рис. 12 показано преобладающее ССЗ направление ветра поперек озера при скорости ветра менее 4 м/с. При большей скорости ветра направление ветра существенно меняется на СВ. Кроме того, на формирование озерных микросейсм также может влиять продолжительность и интенсивность ветровой нагрузки. Так, авторы в работе [Carchedi et al., 2022] отмечают, что дневной характер энергии ветра, воздействующей на берег озера, может не вызывать устойчивых ветров в течение достаточно долгого времени, чтобы сформировались микросейсм с большей длиной волны.

Штормовые ветры на Байкале обычны в конце лета и осенью. Как показал анализ метеоданных (рис. 12), гористый рельеф берегов озера способствует формированию продолжительных и сильных ветров вдоль длинной оси акватории. Линейные размеры озера в продольном направлении вполне допускают ветровой разгон гравитационных волн до 100 км. В нашем исследовании, например, для октября 2020 г. наблюдалось усиление ветровой активности, что

коррелировало со смещением энергии микросейсм в сторону длинных периодов. На рис. 8 видно, что для станции Максимиха период озерных микросейсм достигает 3 с и уже пересекается с основным диапазоном вторичных океанических микросейсм. Это свидетельствует в пользу того, что сила и продолжительность ветра действительно является фактором, влияющим на параметры озерных микросейсм.

Согласно модели Лонге-Хиггинса усиление двухчастотных микросейсм происходит в зависимости от глубины озера. Период (T , с) двухчастотных микросейсм, который испытывает максимальное усиление из-за резонанса на глубине (d , м), можно оценить как [Longuet-Higgins, 1950; Tanimoto, 2013]:

$$T = \frac{2\pi d}{0.85\beta}, \quad (2)$$

где β — скорость поперечной волны, 2800 м/с. Для расчета периодов данные батиметрии (рис. 1, врезка) взяты на <https://www.noaa.gov/>. Расчет периодов, на которых происходит усиление двухчастотных микросейсм в зависимости

Оценка периода волн в озере Байкал по работе [Carter, 1982]

Разгон ветра X , км	T_m , с ($V = 2$ м/с)	T_m , с ($V = 4$ м/с)
20	2.06	2.60
30	2.35	2.98
50	2.78	3.52
100	3.5	4.43

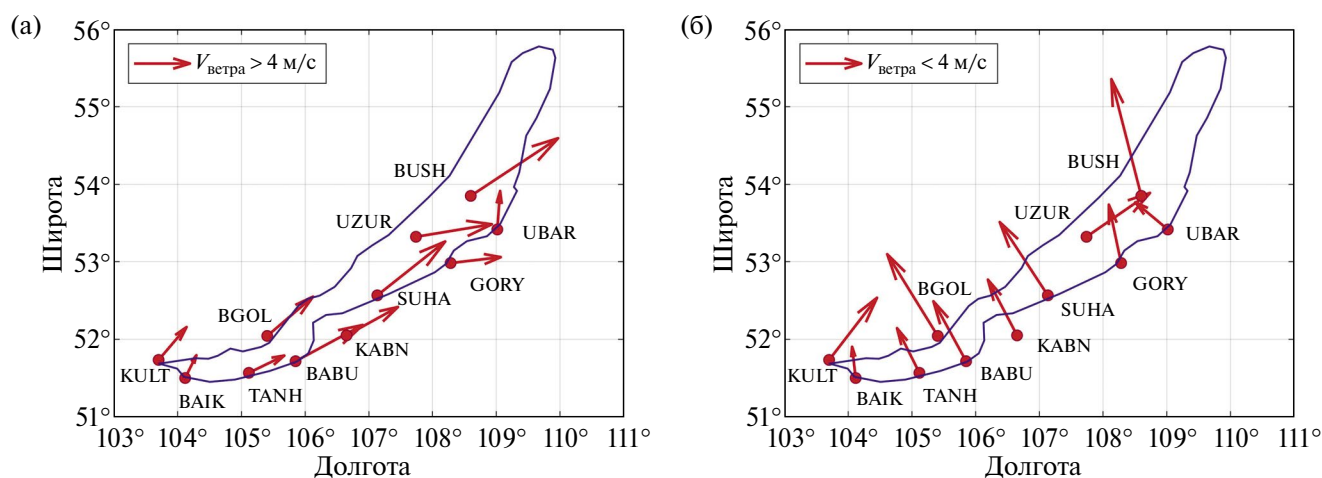


Рис. 12. Среднее направление ветра на метеостанциях вблизи оз. Байкал за октябрь 2020 г. при скорости ветра больше 4 м/с (а) и меньше 4 м/с (б).

от глубины озера показал, что полученные значения более 2 с для трех впадин оз. Байкал не соответствуют отмеченным диапазонам периодов 0.67–2 с выделенных озерных микросейсм (рис. 9). Это, возможно, связано со сложностью рельефа дна оз. Байкал, и поэтому в качестве возможного механизма двухчастотных озерных микросейсм мы предполагаем, что при распространении волн на мелководье (центральная часть акватории озера и восточное побережье), происходит генерация волн с удвоенной частотой (модель в работах [Арсеньев и др., 1990; 2006]).

Следует отметить, что вариации СПМ микросейсм в диапазоне 0.4–1.5 Гц скорее всего связаны как с генерацией озерных микросейсм, так и с непосредственным воздействием сильного ветра на окружающую обстановку вокруг сейсмостанции (лес, неровности рельефа, застройка) [Lott et al., 2017; Webb, 2002]. Нельзя также исключать влияния грунтовых условий из-за сезонного промерзания грунта и вариации уровня грунтовых вод на усиление (или поглощение) сейсмической энергии. Привлечение поляризационного анализа позволяет дифференцировать источники микросейсм.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексный анализ микросейсмических данных сейсмостанций, расположенных в окрестности оз. Байкал, за два календарных года в широком диапазоне частот (0.01–50 Гц) позволил проследить пространственно-временные региональные вариации микросейсм (с шагом один месяц) и выделить диапазоны, демонстрирующие наиболее выраженные сезонные вариации. Были выделены микросейсмические шумы, которые различаются как по частотному составу, так и по пространственной приуроченности. Накопление часовых значений СПМ за двухлетний период и расчет плотности вероятности для каждого часа в течение суток сформировало устойчивую картину суточных вариаций микросейсмического шума в широком диапазоне периодов для каждой станции. Аналогичный подход, примененный для каждого месяца года, наглядно продемонстрировал сезонную изменчивость.

В отличие от экстремальной модели шума Петерсона [Peterson, 1993], используется оценка наиболее вероятного уровня шума по методике из работы [McNamara, Buland, 2004], позволяющей оценить статистические параметры сигналов в частотной области. Также для поляризационного анализа микросейсмических колебаний,

регистрируемых трехкомпонентными сейсмометрами, был апробирован спектральный подход [Koper, Hawley, 2010], который наиболее эффективен для исследования дисперсных или наложенных волн с различным частотным составом.

Анализ сезонных вариаций микросейсмического шума на широкополосных станциях показал увеличение СПМ в диапазоне частот около 0.2 Гц (вторичные микросейсм) в зимние месяцы и смещение пика в область больших периодов. Также отмечается рост интенсивности колебаний на частотах 10–30 Гц с марта по декабрь с пиком в летние месяцы.

Как показывают наши данные, в окрестности озера Байкал, в диапазоне 0.4–1.5 Гц уровень спектра мощности микросейсм на сейсмостанциях имеет сильные сезонные колебания. Детальный анализ микросейсмических вариаций, поляризационных атрибутов и исследование диаграмм направленности показал, что сезонные аномалии вызваны генерацией озерных микросейсм.

Атмосферные процессы, начиная от мелкомасштабной турбулентности и заканчивая сильными штормами синоптического масштаба, воздействуют на поверхность земли и вызывают сильные широкополосные шумы в сейсмологических записях [Lott et al., 2017; Dybing et al., 2019]. Механизм этих процессов определяется диссипацией энергии ветра путем трения о подстилающую поверхность — сушу с ее растительностью, почвой, рельефом, зданиями и сооружениями, а также путем образования волн на воде [Голицин, 2010]. Точный механизм возникновения микросейсм, генерируемых озером, остается открытым вопросом, требующим дальнейшего исследования. Для определения механизма источника необходимы плотные сейсмические наблюдения по периметру озера в сочетании с наблюдениями за высотой волн и ветром. Озеро Байкал, в этом смысле, является уникальным местом для геофизического эксперимента, где сочетаются сильные ветра и глубоководная, протяженная внутриконтинентальная акватория с большими участками прибрежного шельфа. Природа механизма важна, поскольку микросейсм, генерируемые озером, в основном возникают на мелководье, мощность микросейсм озера может быть полезным косвенным показателем для пространственно-интегрированной оценки скоростей эрозии побережья. Сеть инструментальных сейсмологических наблюдений в окрестности оз. Байкал действует больше

полувека и данные анализа микросейсм могут быть полезны в качестве комплексного инструмента косвенного мониторинга динамических процессов, связанных с озером.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда РНФ № 22-27-20066 с использованием данных, полученных на УНУ “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аргучинцева А.В., Кочугова Е.А., Михеева А.В. Характеристики ветра над Байкалом // Вестник Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2020. Вып. 33. С. 21–32. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2020.33.21>
- Арсеньев С.А., Рыкунов Л.Н., Шелковников Н.К. Нелинейная генерация второй гармоники длинной волной на шельфе // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 4. С. 821–824.
- Арсеньев С.А., Шелковников Н.К. Происхождение микросейсм и их влияние на земную кору // Вестник Московского университета. Серия 3. Физика. Астрономия. 2006. № 2. С. 62–65.
- Атлас волнения и ветра озера Байкал / Г.В. Ржеплинский, А.И. Сорокина (ред.). Л.: Гидрометеиздат. 1977. 117 с.
- Байкал. Атлас / Г.И. Галазий (ред.). М.: Федеральная служба геодезии и картографии России. 1993. 160 с.
- Беседина А.Н., Тубанов Ц.А. Микросейсм как инструмент геофизических исследований. Состояние вопроса // Вулканология и сейсмология. 2023. № 2. С. 12–32. <https://doi.org/10.31857/S0203030623700116>.
- Голицын Г.С. Энергетический цикл ветровых волн на поверхности океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 1. С. 10–18.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист N-48. Иркутск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. 2009. 574 с.
- Горбатилов А.В., Барабанов В.Л. Опыт использования микросейсм для оценки состояния верхней части земной коры // Физика Земли. 1993. № 7. С. 85–90.
- Добрынина А.А., Саньков А.В., Шагун А.Н. Сезонные вариации амплитудно-частотных характеристик микросейсмических колебаний по данным сейсмических станций байкальской сети // Изв. СО Секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2018. Т. 41. № 3. С. 22–34.
- Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М., Черемных А.В. Некоторые возможности линеamentного анализа при картировании разноранговых разломов (на примере Прибайкалья) // Исследование Земли из космоса. 2022. № 3. С. 66–83.
- Кабатченко И.М., Введенский А.Р., Литвиненко Г.И. Моделирование волнения в экстремальных штормах Черного моря // Труды Государственного океанографического института. 2015. № 216. С. 209–220.
- Кислов К.В., Гравиров В.В. Исследование влияния окружающей среды на шум широкополосной сейсмической аппаратуры // Вычислительная сейсмология. Вып. 42. М.: КРАСАНД. 2013. 240 с.
- Кишкина С.Б., Спивак А.А. Проявление резонансных свойств земной коры в микросейсмических колебаниях // Докл. РАН. 2003. № 4. С. 543–545.
- Королева Т.Ю., Яновская Т.Б., Патрушева С.С. Использование сейсмического шума для определения структуры верхней толщи Земли // Физика Земли. 2009. № 5. С. 3–14.
- Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А., Буддо В.Ю., Ларкин Г.В., Мирошниченко А.И., Саньков В.А., Ружич В.В., Вонг Х.К., Дельво Д., Колман С. Активная тектоника Байкала // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 154–163.
- Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406.
- Лунина О.В. Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 3. С. 407–434.
- Марпл-мл. С.Л. Цифровой спектральный анализ и его приложения. 1990. 190 с.
- Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: изд-во СО РАН, филиал “Гео”. 2001. 252 с.
- Михайлова Н.Н., Комаров И.И. Спектральные характеристики сейсмического шума по данным Казахстанских станций мониторинга // Вестник НЯЦ РК. 2006. Т. 2. С. 19–26.
- Потапов В.А., Табулевич В.Н., Черных Е.Н. Влияние штормовых микросейсмических колебаний на сейсмичность в районе Курильских островов Тихого океана и на озере Байкал // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 8. С. 1411–1419.
- Предеин П.А., Тубанов Ц.А. PPSDAnalyzer (анализ спектральной плотности мощности микросейсмического шума). Официальный бюллетень “Программы для ЭВМ. Базы данных. Топологии интегральных микросхем”. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2022683207. Российская Федерация. правообладатель: ФГБУН ГИН СО РАН. Заявка № 2022683223/69, дата поступления: 02.12.2022, дата регистрации: 02.12.2022.

- Соколова И.Н., Михайлова Н.Н. О характеристиках сейсмического шума на периодах, близких к 1.7 с, по данным станций Северного Тянь-Шаня // Вестник НЯЦ РК. 2008. Вып. 1. С. 48–53.
- Суворов В.Д., Тубанов Ц.А. Распределение очагов близких землетрясений в земной коре под центральным Байкалом // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 8. С. 805–818.
- Сычева Н.А., Сычев И.В., Мансуров А.Н., Кузиков С.И. Исследование уровня сейсмического шума станций сети KNET // Вулканология и сейсмология. 2020. № 4. С. 22–39.
- Табулевич В.Н. Комплексные исследования микросейсмических колебаний. Новосибирск. 1986. 149 с.
- Табулевич В.Н., Дреннова Н.Н., Потапов В.А., Черных Е.Н. Влияние штормовых микросейсм на проявление сейсмичности в береговой зоне озера Байкал // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8.
- Тубанов Ц.А., Санжиева Д.П.-Д., Кобелева Е.А., Предеин П.А., Цыдыпова Л.Р. Кударинское землетрясение 09.12.2020 г. ($M_w = 5.5$) на озере Байкал: Результаты инструментальных и макросейсмических наблюдений // Вопросы инженерной сейсмологии. 2021. Т. 48. № 4. С. 32–47. <https://doi.org/10.21455/VIS2021.4-2>
- Тубанов Ц.А., Предеин П.А., Цыдыпова Л.Р., Санжиева Д.П.-Д., Радзиминович Н.А., Базаров А.Д. Результаты и перспективы сейсмологических наблюдений в центральной части Байкальского рифта // Российский сейсмологический журнал. 2021. Т. 3. № 4. С. 38–57. <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.4.03>
- Уфимцев Г.Ф. Сейсмичность и структура Байкальского рифта // Отечественная геология. 1994. № 1. С. 44–49.
- Цуканов А.А., Горбатилов А.В. Исследование влияния вклада объемных волн на результат применения метода микросейсмического зондирования // Акустический журнал. 2020. Т. 66. № 2. С. 198–205.
- Яновская Т.Б., Королева Т.Ю. О влиянии землетрясений на кросс-корреляционную функцию сейсмического шума // Физика Земли. 2011. № 9. С. 3–12.
- Accardo N.J., Gaherty J.B., Shillington D.J., Ebinger C.J., Nyblade A.A., Mbogoni G.J., Chindandali P.R.N., Ferdinand R.W., Mulibo G.D., Keir D., Scholz C., Selway K., O'Donnell J.P., Tepp G., Gallacher R., Mtelela K., Salima J., Mruma A., Kamihanda G. Surface wave imaging of the weakly extended Malawi Rift from ambient-noise and teleseismic Rayleigh waves from onshore and lake-bottom seismometers // Geophysical Journal International. 2017. V. 209. N. 3. P. 1892–1905. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx133>
- Anthony R.E., Ringler A.T., Wilson D.C. The widespread influence of Great Lakes microseisms across the Midwestern United States revealed by the 2014 polar vortex // Geophysical Research Letters. 2018. V. 45. P. 3436–3444. <https://doi.org/10.1002/2017GL076690>
- Ardhuin F., Stutzmann E., Schimmel M., Mangeney A. Ocean wave sources of seismic noise // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. P. C09004. <https://doi.org/10.1029/2011JC006952>
- Bandi M.M. Spectrum of wind power fluctuations // Phys. Rev. Lett. 2017. V. 118. № 2. P. 028301. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.118.028301>
- Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N.M., Yang Y. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // Geophys. J. Int. 2007. V. 169. P. 1239–1260. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2702.2007.03374.x>
- Berger J., Davis P., Ekstrom G. Ambient earth noise: A survey of the global seismographic network // Journal of Geophysical Research. 2004. V. 109(B11). <https://doi.org/10.1029/2004jb003408>
- Beyreuther M., Barsch R., Krischer L., Megies T., Behr Y., Wersermann J. ObsPy: A Python toolbox for seismology // Seismological Research Letters. 2010. V. 81. № 3. P. 530–533.
- Campillo M., Roux P., Shapiro N.M. Correlation of seismic ambient noise to image and to monitor the solid Earth. Encyclopedia of Solid Earth Geophysics / Harsh K. Gupta (ed.). Springer Science+Business Media B.V. 2011. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7>
- Carchedi C.J.W., Gaherty J.B., Webb S.C., Shillington D.J. Investigating short-period lake-generated microseisms using a broadband array of onshore and lake-bottom seismometers // Seismol. Res. Lett. 2022. V. 93. P. 1585–1600. <https://doi.org/10.1785/0220210155>
- Carter D.J.T. Prediction of wave height and period for a constant wind velocity using the JONSWASP results // Ocean Eng. 1982. V. 9. № 1. P. 17–33.
- D'Alessandro A., Greco L., Scudero S., Lauciani V. Spectral characterization and spatiotemporal variability of the background seismic noise in Italy // Earth and Space Science. 2021. V. 8. № 10. <https://doi.org/10.1029/2020EA001579>
- Dybing S.N., Ringler A.T., Wilson D.C., Anthony R.E. Characteristics and Spatial Variability of Wind Noise on Near-Surface Broadband Seismometers // Bulletin of the Seismological Society of America. 2019. V. 109. № 3. P. 1082–1098. <https://doi.org/10.1785/0120180227>
- Evangelidis C.P., Melis N.S. Ambient noise levels in Greece as recorded at the Hellenic Unified Seismic Network // Bulletin of the Seismological Society of America. 2012. V. 102. № 6. P. 2507–2517. <https://doi.org/10.1785/0120110319>
- Fernandez L.M., Brandt M.B.C. The reference spectral noise ratio method to evaluate the seismic response of a site // Soil Dynamics and Earthquake Engineering. 2000. V. 20. № 5–8. P. 381–388. [https://doi.org/10.1016/s0267-7261\(00\)00086-5](https://doi.org/10.1016/s0267-7261(00)00086-5)
- Kerman B.R., Mereu R.F. Wind-induced microseisms from Lake Ontario // Atmosphere-Ocean. 1993. V. 31. № 4. P. 501–516. <https://doi.org/10.1080/07055900.1993.9649483>
- Koper K.D., Burlacu R. The fine structure of double-frequency microseisms recorded by seismometers in North America // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2015. V. 120. P. 1677–1691.
- Koper K.D., Hawley V.L. Frequency dependent polarization analysis of ambient seismic noise recorded at a broadband seismometer in the central United States // Earthquake Science. 2010. V. 23. № 5. P. 439–447. <https://doi.org/10.1007/s11589-010-0743-5>

- Koper K.D., de Foy B., Benz H.* Composition and variation of noise recorded at the Yellowknife Seismic Array, 1991–2007 // *Journal of Geophysical Research*. 2009. V. 114(B10). P. B10310. <https://doi.org/10.1029/2009JB006307>
- Krischer L., Megies T., Barsch R., Beyreuther M., Lecocq T., Caudron C., Wassermann J.* ObsPy: A bridge for seismology into the scientific Python ecosystem // *Computational Science & Discovery*. 2015. V. 8. № 1. P. 014003.
- Longuet-Higgins M.S.* A theory of the origin of microseisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical // Physical and Engineering Sciences*. 1950. V. 243(857). P. 1–35. <https://doi.org/10.1098/rsta.1950.0012>
- Lott F.F., Ritter J.R.R., Al-Qaryouti M. et al.* On the Analysis of Wind-Induced Noise in Seismological Recordings // *Pure Appl. Geophys.* 2017. V. 174. P. 1453–1470. <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1477-2>
- Lynch J.* The Great Lakes, a source of two-second frontal microseisms // *Eos, Transactions of the American Geophysical Union*. 1952. V. 33. № 3. P. 432–434. <https://doi.org/10.1029/TR033i003p00432>
- McNamara D.E., Buland R.P.* Ambient noise levels in the continental United States // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 2004. V. 94. № 4. P. 1517. <http://dx.doi.org/10.1785/012003001>
- Nakata N., Gualtieri, L., Fichtner A.* (eds.) *Seismic ambient noise*. Cambridge University Press. 2019. 344 p.
- Pandey A.P., Singh A.P., Bansal B.K., Suresh G., Prajapati S.K.* Appraisal of seismic noise scenario at national seismological network of India in COVID-19 lockdown situation // *Geomatics, Natural Hazards and Risk*. 2020. V. 11. № 1. P. 2095–2122. <http://dx.doi.org/10.1080/19475705.2020.1830187>
- Park J., Vernon F.L., Lindberg C.R.* Frequency dependent polarization analysis of high-frequency seismograms // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. P. 12,664–12,674. <http://dx.doi.org/10.1029/JB092iB12p12664>
- Peterson J.* Observations and Modeling of Background Seismic Noise, Open-file report. U.S. Geological Survey, Albuquerque, NM. 1993. P. 93–322.
- Radziminovich N.A., Gileva N.A., Melnikova V.I., Ochkovskaya M.G.* Seismicity of the Baikal rift system from regional network observations // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 62. P. 146–161.
- Samson J.C.* Pure states, polarized waves, and principal components in the spectra of multiple, geophysical time-series // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1983. V. 72. P. 647–664.
- Scholz C.A., Hutchinson D.R.* Stratigraphic and structural evolution of the Selenga Delta accommodation zone, Lake Baikal rift, Siberia // *Int. J. Sci.* 2000. V. 89. P. 212–228.
- Sevim F., Zor E., Acikgoz C., Tarancioglu A.* Ambient noise levels and characterization in Aegean region, Turkey // *J. Seismol.* 2018. V. 22. P. 499–518. <https://doi.org/10.1007/s10950-017-9720-y>
- Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M.H.* High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise // *Science*. 2005. V. 307(5715) P. 1615–8.
- Smalls P.T., Sohn R.A., Collins J.A.* Lake-bottom seismograph observations of microseisms in Yellowstone Lake // *Seismological Research Letters*. 2019. V. 90. P. 1200–1208. <https://doi.org/10.1785/0220180242>
- Tanimoto T., Ishimaru S., Alvizuri C.* Seasonality in particle motion of microseisms // *Geophys. J. Int.* 2006. V. 166. P. 253–266.
- Tanimoto T.* Excitation of microseisms: views from the normal-mode approach // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 194(3). P. 1755–1759. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt185>
- Webb S.C.* Seismic Noise on Land and on the Sea Floor, in *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology / W.H.K. Lee (ed.)*. Academic Press. 2002. V. 81(A). P. 305–318. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(02\)80222-4](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(02)80222-4)
- Wolin E., McNamara D.E.* Establishing high-frequency noise baselines to 100 Hz based on millions of power spectra from IRIS MUSTANG // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2020. V. 110(1). P. 270–278. <https://doi.org/10.1785/0120190123>
- Xu Y., Koper K.D., Burlacu R.* Lakes as a source of short-period (0.5–2 s) microseisms // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2017. V. 122. P. 8241–8256. <https://doi.org/10.1002/2017JB014808>

Lake Baikal Microseisms Based on Regional Seismic Network Data

A. N. Besedina^{a,b,*}, Ts. A. Tubanov^a, P. A. Predein^a, D. P.-D. Sanzhieva^a, and G. N. Ivanchenko^{a,b}

^a*Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, 670047 Russia*

^b*Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

*e-mail: besedina.a@gmail.com

Received August 10, 2023

revised September 20, 2023

accepted October 4, 2023

Abstract – Seismic ambient noise in the regional seismic network in the central part of the Baikal rift is studied. The probabilistic approach is used to thoroughly investigate the pattern of diurnal variations in microseisms and to analyze amplitude level and frequency content of spatial anomalies and temporal changes (seasonal and annual). Based on the 2020–2021 data, a regional probabilistic model of the microseismic noise is built in a wide range of periods.

The study of microseisms in the frequency band of about 1 Hz revealed a seasonal anomaly against the level of the global minimum in the microseismic noise power spectrum. The anomaly is observed from May to December at seismic stations surrounding Lake Baikal except for the northern part of the lake. The direction of the back azimuth in the frequency range of about 1 Hz indicates the location of the lake, suggesting that these signals can be identified as lake microseisms. The high coherence values suggest a linear relationship between the wind speed and the occurrence of lake microseisms. The detailed analysis of the spectral and polarization parameters of seismic ambient noise revealed two types of lake microseisms with frequencies of 0.4–0.7 and 0.7–1.5 Hz. The first frequency interval is likely to correspond to single-frequency lake microseisms, while the second interval contains the frequency ranges of dual-frequency microseisms.

Keywords: microseisms, ambient seismic noise, Baikal Rift, Lake Baikal, power spectral density, primary and secondary microseisms, polarization analysis, lake microseism

УДК 550.384:551.736.3(470)

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ГРАНИЦЫ ПЕРМИ И ТРИАСА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ВЕТЛУГА (ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА, НИЖЕГОРОДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 2024 г. А. М. Фетисова^{1,2}, Р. В. Веселовский^{1,2} *, В. К. Голубев³, М. П. Арефьев⁴

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, г. Москва, Россия

²Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

³Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, г. Москва, Россия

⁴Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: roman.veselovskiy@ya.ru

Поступила в редакцию 11.07.2023 г.

После доработки 24.11.2023 г.

Принята к публикации 27.11.2023 г.

В статье представлены результаты детальных палеомагнитных исследований терригенных пород шести пограничных пермо-триасовых разрезов центральной части Восточно-Европейской платформы, расположенных в нижнем течении р. Ветлуга: Асташиха, Воскресенское, Знаменское, Прудовка, Сосновка и Сухоборка. Полученные в соответствии с современными требованиями к качеству лабораторной обработки палеомагнитные данные, совместно с результатами биостратиграфических исследований, позволили разработать и обосновать магнитостратиграфические шкалы для каждого разреза, а также выполнить их корреляцию и построить сводную шкалу для пермо-триасового осадочного комплекса долины р. Ветлуга. Для каждого из изученных разрезов определены петромагнитные характеристики и вычислены палеомагнитные полюсы Восточно-Европейской платформы для поздней перми и границы перми–триаса.

Ключевые слова: Восточно-Европейская платформа, палеомагнетизм, магнитостратиграфия, стратиграфия, верхняя пермь, нижний триас.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724030055>, **EDN:** AJTBJP

ВВЕДЕНИЕ

Разработка и детализация общей шкалы магнитной полярности на основе новых палеомагнитных данных, отвечающих принятым в настоящее время критериям надежности, является актуальным направлением современной палеомагнитологии. Результаты палеомагнитных исследований активно используются для стратиграфического расчленения и корреляции осадочных толщ, палеотектонических реконструкций, а также для понимания конфигурации и оценки параметров магнитного поля Земли в далеком прошлом. Многолетний опыт палеомагнитного изучения разрезов терригенных пород верхней перми и нижнего триаса центральных районов Восточно-Европейской платформы свидетельствует о высоком потенциале этих объектов для составления и детализации региональной шкалы магнитной полярности, что обуславливает необходимость детального

изучения наиболее представительных разрезов с применением современных методов и аналитического оборудования.

Бассейн нижнего течения р. Оки является одним из немногих районов Восточно-Европейской платформы, где толщи осадочных пород пограничного позднепермского–ранне-триасового возраста выходят на поверхность и доступны для исследования в естественных или искусственных обнажениях. В последнее десятилетие многие пермо-триасовые разрезы этого района были подробно изучены в стратиграфическом отношении. В частности, проведены комплексные детальные биостратиграфические и палеомагнитные исследования разрезов Жуков овраг, Слукино, Старое Слукино, Окский съезд [Голубев и др., 2012; Наумчева, Голубев, 2019; Naumcheva, Golubev, 2020; Фетисова и др., 2022; 2023], благодаря которым уточнена и детализирована региональная магнитостратиграфическая шкала пограничных отложений перми

и триаса Русской плиты [Hounslow, Balabanov, 2018]. Одним из наиболее важных выводов перечисленных исследований является установление более сложного, чем это считалось ранее, строения ортозоны RnP, в которой выделено пять субзон. Одна из субзон — r_3 RnP — включает в себя интервал аномальных палеомагнитных направлений a_1r_3 RnP [Фетисова и др., 2022; 2023], являющийся региональным магнитостратиграфическим маркером и свидетельствующий о наличии эпизода аномальной конфигурации геомагнитного поля в конце пермского периода.

Примерно в 200 км к северо-востоку от упомянутых выше пермо-триасовых разрезов бассейна р. Оки, в нижнем течении р. Ветлуга (Нижегородская область) также доступна для изучения серия опорных разрезов пограничных отложений верхней перми и нижнего триаса: Асташиха, Русениха, Знаменское, Щербачиха, Воскресенское, Задворка, Копылово, Богородское, Трифакино, Галибиха, Сухоборка. В палеомагнитном отношении эти разрезы были исследованы Э.А. Молостовским [Молостовский, 1983], а позднее — палеомагнитологами Казанского университета Б.В. Буровым, В.П. Борониным и Ю.П. Балабановым [Граница..., 1998; Балабанов, Муравьев, 2010; Лозовский и др., 2015; 2016]. Однако шкала магнитной полярности, построенная для сводного разреза бассейна р. Ветлуга, по степени детальности уступает соответствующей шкале бассейна р. Оки, что не дает возможности выполнить их непосредственную корреляцию. Кроме того, существенно возросшие за последние десятилетия требования к методике палеомагнитных исследований и представлению их результатов требуют, как минимум, заверки палеомагнитных данных, полученных в XX веке по разрезам пермо-триасовых пород р. Ветлуга. Поэтому основной целью данной работы стало уточнение и детализация региональной магнитостратиграфической шкалы перми и триаса Русской плиты с использованием новых палеомагнитных и биостратиграфических данных по разрезам нижнего течения р. Ветлуга.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Многие естественные обнажения пограничных пермо-триасовых пород долины р. Ветлуга, которые изучались нашими предшественниками, к настоящему времени сильно заросли и заплыли, поэтому вскрыть повторно все коренные выходы не представлялось возможным. Мы опробовали шесть разрезов, возраст которых

в последние годы был уточнен биостратиграфическим методом [Арефьев и др., 2017; Голубев и др., 2019; 2023; Davydov et al., 2020; Голубев, Наумчева, 2021]. Все изученные обнажения расположены на правом берегу р. Ветлуга в Воскресенском районе Нижегородской области, названия разрезов даны по близлежащим населенным пунктам: Сосновка, Сухоборка, Воскресенское, Знаменское, Асташиха, Прудовка (рис. 1). Залегание толщ осадочных пород во всех разрезах субгоризонтальное.

Разрез **Сосновка** суммарной мощностью 8 м выходит на поверхность фрагментарно (рис. 6). Нижняя часть разреза (1.5 м) представлена пестроцветной карбонатно-глинистой пачкой, обнажающейся на нижней пойме у самого уреза воды. Пачка сложена розовыми и серыми глинами с прослоями серых мергелей и известняков с корнями растений *Radicitis sukhonensis*. В отложениях обнаружены многочисленные остатки остракод и гастропод хорошей сохранности. По остракодам пачка датируется верхней частью комплексной зоны *Wjatkellina fragilina* — *Dvinella cyrta* быковского горизонта верхневятского подъяруса [Голубев и др., 2019; 2023]. Верхняя часть разреза была вскрыта небольшими канавами. Она представлена коричневыми глинисто-алевритовыми породами видимой мощностью 5 м. В этих отложениях ископаемые остатки не обнаружены, поэтому точный геологический возраст их не известен. Разрез Сосновка опробовался нами в двух естественных обнажениях и двух канавах в 2022 г.

Разрез **Сухоборка** располагается в 3.2 км западнее разреза Сосновка, изучен в нескольких обнажениях на берегу р. Ветлуга у западной и восточной окраин д. Сухоборка. Расстояние между крайними обнажениями 750 м. Сводный разрез мощностью 12 м сложен коричневыми, рыжеватокоричневыми и серыми песками и песчаниками, образующими две песчаные пачки мощностью 5 и 4–12 м (рис. 7). Песчаные пачки разделены коричневыми глинами и алевритами (1.5 м), литологически сходными с породами верхней глинисто-алевритовой пачки разреза Сосновка. В верхней части нижней песчаной пачки содержится прослой темно-бордовой (вишневой) бентонитовой глины мощностью 11–12 см (обн. 1827А, слой 3). В этой глине обнаружены конседиментационные зерна циркона, по которым методом U-Pb CA-ID-TIMS получен единственный на данный момент для осадочных пермо-триасовых толщ Восточно-Европейской платформы изотопный возраст 253.95 ± 0.06 млн лет [Davydov et al., 2020]. Верхняя песчаная пачка залегает эрозионно,

местами полностью срезает алевроитово-глинистую и нижнюю песчаную пачки, слагая весь берег р. Ветлуга, однако из-за плохой обнаженности ее контакт с нижележащими пачками нигде не наблюдался. В основании верхней песчаной пачки присутствуют остатки тетрапод и рыб, которые свидетельствуют о вятском возрасте отложений [Голубев и др., 2019]. В прослоях красноцветных глин в верхней части верхней песчаной пачки встречены ядра остракод комплексной зоны *Wjatkellina fragiloides* – *Suchonella typica* нефёдовского горизонта верхневятского подъяруса [Голубев и др., 2019]. Разрез опробовался в двух канавах и трех естественных обнажениях в течение полевых сезонов 2018, 2020 и 2022 гг.

Разрез **Воскресенское** расположен в 21.5 км северо-западнее разреза Сухоборка в береговом склоне р. Ветлуга в пос. Воскресенское. Разрез сложен нижней пестроцветной глинистой (1 м), нижней красноцветной песчаной (7.5 м), верхней пестроцветной глинистой (5.5 м) и верхней красноцветной песчаной (7 м) пачками (рис. 8). В нижней глинистой и нижней песчаной пачках обнаружены остатки тетрапод, а в нижней части верхней глинистой пачки – остатки остракод очень плохой сохранности. По биостратиграфическим данным нижняя часть верхней глинистой пачки и нижележащие отложения датируются верхней частью нефёдовского горизонта (слои с *Suchonella clivosa*, средняя часть зоны *Wjatkellina fragiloides* – *Suchonella typica*) [Голубев, Наумчева, 2021]. Разрез Воскресенское опробовался в двух канавах и двух естественных обнажениях в 2019 г.

Разрез **Асташиха** расположен в 12 км на северо-запад от разреза Воскресенское в сильно задернованном и заросшем деревьями склоне берега р. Ветлуга. Весь разрез сложен красноцветными песчаниками и глинами с сероцветными и пестроцветными прослоями (рис. 10). Выделяются четыре пачки (снизу вверх): глинисто-песчаная (5.5 м), нижняя глинистая (6.5 м), песчаная (4.5–5.5 м) и верхняя глинистая (2 м). По всему разрезу нижней глинистой пачки (Лозовский, 1983; Граница..., 1998; Лозовский и др., 2015), а также в средней части глинисто-песчаной пачки распространены остатки остракод комплексной зоны *Suchonellina mera* – *Gerdalia variabilis* вохминского горизонта. В нижней глинистой пачке обнаружены скелет дицинодонта и остатки рыб, а в песчаной пачке – раковины конхострак. Глинисто-песчаная и нижняя глинистая пачки являются стратотипом асташихинской пачки вохминской свиты, песчаная пачка

сопоставляется с рябинской пачкой вохминской свиты [Блом, 1968; 1974; Лозовский, 1983; Граница..., 1998; Лозовский и др., 2015]. Отбор образцов производился из трех канав в течение полевых исследований 2016, 2019 и 2020 гг.

Разрез **Знаменское** расположен в 800 м ниже по течению от разреза Асташиха и по строению аналогичен последнему (рис. 9). Нижняя часть разреза сложена пестроцветными и красноцветными песчаниками (2.5 м) и глинами (не менее 1 м) асташихинской пачки вохминской свиты, верхняя часть (не менее 5 м) – коричневыми песками, песчаниками и конгломератами рябинской пачки вохминской свиты. В асташихинских глинах присутствуют остатки остракод, а в конгломератах рябинской пачки – остатки рыб и тетрапод вохминского горизонта нижеиндского подъяруса нижнего триаса [Блом, 1968; 1974; Лозовский, 1983; Граница..., 1998; Лозовский и др., 2015; Новиков, 2018]. Нами, во время полевых работ 2020 г., была опробована только асташихинская пачка.

Разрез **Прудовка** расположен в 4.6 км северо-западнее разреза Асташиха и сложен снизу вверх нижней красноцветной песчаной пачкой (3.5 м), пестроцветной песчано-глинистой пачкой (4 м), красноцветной глинистой пачкой (6 м) и верхней красноцветной песчаной пачкой (не менее 4.5 м) (рис. 11). Суммарная мощность разреза около 20 м. В кровле нижней песчаной пачки присутствуют остатки остракод плохой сохранности, свидетельствующие о довохминском возрасте отложений: быковский – жуковский горизонты [Арефьев и др., 2017]. По изотопно-геохимическим характеристикам и литостратиграфическим данным песчано-глинистая и глинистая пачки соответствуют асташихинской пачке вохминской свиты разреза Асташиха, а верхняя песчаная пачка – рябинской пачке вохминской свиты [Арефьев и др., 2017]. Пробы отбирались из естественных выходов асташихинской пачки и нижней песчаной пачки во время полевых сезонов 2016, 2017 и 2020 гг.

МЕСТНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ПЕРМИ–ТРИАСА

Верхнепермские и нижнетриасовые отложения, выходящие на дневную поверхность в нижнем течении р. Ветлуга, в настоящее время принято расчленять на замошниковскую, луптюгскую, моломскую и вохминскую свиты. В составе вохминской свиты выделяются две подсвиты, нижняя из которых подразделяется на асташихинскую и рябинскую пачки [Граница...,

1998; Лозовский и др., 2015]. Стратотипическим районом всех этих свит является бассейн верхнего течения р. Ветлуга, расположенный в 250 км северо-восточнее территории наших исследований. В верховьях р. Ветлуга З.И. Бороздиной и А.Г. Олферьевым в объеме вятского горизонта верхней перми (ныне — вятский ярус) первоначально были выделены три пачки (снизу вверх): песчано-глинисто-карбонатная (25–51 м), карбонатная (29–42 м) и глинисто-карбонатная (36–90 м) [Бороздина, Олферьев, 1970; Олферьев, Анохина, 1979; Олферьев и др., 1987]. Впоследствии эти пачки получили собственные названия: замошниковская толща, луптюгская и моломская пачки [Решение..., 1990], а затем переведены в ранг свит в составе вятской серии [Лозовский, Горбаткина, 2001]. По биостратиграфическим данным, они соответствуют вятскому горизонту (ныне — быковский, нефёдовский и жуковский горизонты) [Бороздина, Олферьев, 1970; Лозовский, Горбаткина, 2001]. Общая мощность замошниковской, луптюгской и моломской свит в стратотипическом районе довольно стабильна и обычно составляет 80–100 м [Олферьев и др., 1987]. Точный возраст свит не ясен. Судя по их мощностям, положению в разрезе и биостратиграфической характеристике [Бороздина, Олферьев, 1970; Шелехова, 2001] замошниковская свита соответствует быковскому горизонту, луптюгская свита — пограничным отложениям быковского и нефёдовского горизонтов, моломская пачка — верхней части нефёдовского и жуковскому горизонтам.

Вятская серия верховьев р. Ветлуга сформировалась в эпоху очередной активизации Палеоуральской речной системы, в результате которой аллювиально-озерная обстановка осадконакопления в данном районе сменилась обстановкой аллювиальной. В соседних районах — бассейне р. Вятка и бассейне р. Сухона — этому же событию отвечают вятская серия (в составе быковской и нефёдовской свит, общая мощность 115–120 м) и саларёвская свита (мощность 80–85 м). Вятская серия на р. Вятке и саларёвская свита на р. Сухоне также охватывают быковский (саларёвская свита включает только верхнюю его часть), нефёдовский и жуковский горизонты вятского яруса.

Первая схема детального расчленения пермотриасовых отложений бассейна нижнего течения р. Ветлуга была предложена Г.И. Бломом, который в 1958–1959 гг. проводил здесь геологосъемочные работы масштаба 1:200 000 [Блом, 1966]. Выходящие на поверхность верхнепермские

и нижнетриасовые образования он разделил на три толщи: “северодвинский надгоризонт” (карбонатно-глинистая), “вятский надгоризонт” (песчано-глинистая) и “рябинский горизонт” (глинисто-песчаная). В верхней части “северодвинского надгоризонта” были выделены две пачки (снизу вверх): глинисто-мергельная (12 м) и алевроитово-глинистая (до 10 м). Глинисто-мергельная пачка (у Г.И. Блома — свита) сложена глинами, мергелями и известняками с многочисленными ископаемыми остатками брюхоногих и двустворчатых моллюсков и остракод. Литологически она хорошо отличается от подстилающих и перекрывающих отложений и является надежным местным маркирующим горизонтом для структурного картирования. По кровле этой пачки проведены стратоизогипсы на геологической карте масштаба 1:200 000 [Блом, 1966]. В разрезе Сосновка глинисто-мергельная пачка составляет нижнюю часть разреза, а алевроитово-глинистая — верхнюю. Подошва “рябинского горизонта” (ныне — рябинская пачка вохминской свиты) была проведена Г.И. Бломом в основании толщи коричневых песков и песчаников с остатками амфибий *Tupilakosaurus*. Эти отложения составляют верхнюю часть изученных нами разрезов Знаменское, Асташиха и Прудовка. Впоследствии в терминальных глинах “вятского надгоризонта” разрезов Асташиха и Знаменское были обнаружены остракоды вохминского горизонта, что послужило основанием для выделения их в самостоятельные асташихинские слои вохминского горизонта (ныне — асташихинская пачка вохминской свиты) [Лозовский, 1983; Строк и др., 1984]. Все коренные отложения разрезов Асташиха и Знаменское, выходящие на поверхность ниже рябинской пачки, были отнесены к асташихинской пачке.

В нижнем течении р. Ветлуга замошниковская, луптюгская и моломская свиты впервые были выделены В.Р. Лозовским [Граница..., 1998], который глинисто-мергельную пачку “северодвинского надгоризонта” Г.И. Блома отнес к путятинской свите котельничской серии северодвинского горизонта, а в ее кровле обозначил нижнюю границу замошниковской свиты. К замошниковской свите были отнесены все коренные отложения, выходящие на поверхность у д. Сухоборка. Нижняя граница моломской свиты была проведена по подошве нижней песчаной пачки разреза Воскресенское. Граница моломской и вохминской свит (нижняя граница асташихинской пачки) была проведена в основании верхней песчаной пачки разреза Воскресенское, при этом было отмечено, что в разрезе

Асташиха данная граница находится примерно в 5 м ниже уреза воды в р. Ветлуга. На основании биостратиграфических и магнитостратиграфических данных, замошниковская свита была сопоставлена с нижней частью быковских слоев (ныне — горизонта), луптюгская — с верхней частью быковских и нижней частью нефёдовских слоев, а моломская — с верхней частью нефёдовских слоев.

Впоследствии на основе новой интерпретации палеомагнитных данных было сделано заключение, что замошниковская, луптюгская и моломская пачки нижнего течения р. Ветлуга соответствуют только верхней части вятского яруса — аналогам нефёдовских слоев бассейна р. Вятка [Балабанов, Муравьев, 2010; Лозовский и др., 2015], то есть нефёдовскому и жуковскому горизонтам. Это заключение подтверждают новейшие биостратиграфические данные, согласно которым глинисто-мергельная пачка “северодвинского надгоризонта” Г.И. Блома отвечает терминальным слоям быковского горизонта нижневятского подъяруса, а вышележащая довохминская песчано-глинистая толща — нефёдовскому и жуковскому горизонтам верхневятского подъяруса [Голубев и др., 2019; 2023; Davydov et al., 2020; Голубев, Наумчева, 2021]. Таким образом, одноименные свиты в нижнем течении и верхнем течении р. Ветлуга имеют разное стратиграфическое положение. Не совпадают и их литологические характеристики: в нижнем течении р. Ветлуга отложения существенно более песчаные, здесь довольно обычны мощные (до 10 м), протяженные (сотни метров) песчаные линзы руслового аллювиального генезиса. Все эти данные не позволяют нам выделять замошниковскую, луптюгскую и моломскую свиты в районе нашего исследования.

В отношении выделения вохминской свиты вопросов не возникает, так как в нижнем течении р. Ветлуга, как и на остальных территориях юго-востока Московской синеклизы, вохминская свита представлена красноцветными песчано-глинистыми отложениями с многочисленными горизонтами весьма характерных палеопочв, не известных в более древних отложениях [Голубев и др., 2012]. В разрезе Асташиха такие палеопочвы появляются в слое 13 обнажения 1917 (рис. 10), а в разрезе Прудовка — в слое 24 (рис. 11). Однако существуют определенные проблемы с распознаванием рябинской пачки вохминской свиты. Стратотип этой пачки располагается на правом берегу р. Вятка возле ур. Ряби (Нагорский р-н Кировской обл.), в 400 км на северо-восток от района наших исследований.

Предполагается, что рябинская пачка (горизонт, слой) представляет собой циклит, отражающий один из этапов седиментации в вохминское время [Блом, 1968; 1974; Строк и др., 1984; Граница..., 1998; Лозовский и др., 2015]. Начинаясь этот этап активизацией Палеоуральской речной системы, которая в разрезах часто зафиксирована в виде мощного конгломератово-песчаного слоя. Именно с такого слоя и начинается рябинская пачка в стратотипе. В результате сложилась традиция нижнюю границу рябинского циклита в конкретных разрезах проводить в основании конгломератово-песчаных слоев, которые имеют русловой аллювиальный генезис. Но подобная корреляция может приводить к серьезным стратиграфическим ошибкам. Русловые отложения по простирацию переходят в пойменные, которые в пермо-триасовое время на Восточно-Европейской платформе отличались значительно более широким площадным распространением, чем русловые. Очевидно, что могут существовать разрезы, в которых в рябинском циклите русловые песчаные отложения занимают небазальное положение (то есть рябинский циклит начинается с пойменных глинистых отложений) или русловые песчаные отложения отсутствуют вовсе (и за рябинские ошибочно принимают русловые песчаники других циклитов). Чтобы убедиться в том, что на Московской синеклизе во всех разрезах под рябинской пачкой понимается один и тот же стратон, необходимо провести детальные стратиграфические исследования разрезов на современном уровне и, в первую очередь, стратотипа рябинской пачки. Поскольку такие исследования еще не проведены, и у нас нет данных, которые свидетельствовали бы, что рябинская пачка в низовьях р. Ветлуга и рябинская пачка в стратотипе — стратиграфически разные слои, в этой работе мы сохраняем за красноцветной глинисто-песчаной пачкой, слагающей верхнюю часть изученного нами сводного разреза, название “рябинская”.

Довохминские слои исследованных нами разрезов могут быть объединены в две пачки: нижнюю, пестроцветную карбонатно-глинистую (быковский горизонт) и верхнюю, красноцветную песчано-глинистую (нефёдовский и жуковский горизонты). Первая пачка выходит на поверхность только в районе д. Сосновка, где она слагает нижнюю часть разреза. Эта пачка богата ископаемыми остатками остракод очень хорошей сохранности, формировалась она в условиях аллювиально-озерной равнины. Песчано-глинистая пачка сложена преимущественно отложениями аллювиального генезиса.

Сероцветные карбонатные прослои в ней единичны и маломощны (сантиметры — первые десятки сантиметров). Остракоды встречаются относительно редко и представлены остатками плохой сохранности (обычно ядрами). Таким образом, переход от нижней пачки к верхней отражает смену обстановки осадконакопления с аллювиально-озерной на аллювиальную. Эта смена в районе исследований произошла на границе быковского и нефёдовского времен, то есть существенно позже, чем на верхней Ветлуге, Сухоне и Вятке, но раньше, чем в бассейне р. Оки, где подобная смена обстановок осадконакопления произошла в самом конце жуковского времени (здесь ей отвечает граница обнорской и вохминской свит [Голубев и др., 2012]).

Карбонатно-глинистая и песчано-глинистая пачки уверенно прослеживаются в соседних районах. На западе, юге и востоке карбонатно-глинистая пачка закартирована в составе путятинской свиты [Уланов, Уланова, 1976; Фридман, 1999; Кочергина и др., 2018], на севере — как нижняя пачка вятской серии [Глушнев, Кочергина, 1999]. Однако эта пачка не может быть отнесена к путятинской свите, поскольку в стратотипической местности, в бассейне р. Вятка, данная свита имеет более древний возраст — путятинский горизонт, верхнесеверодвинский подъярус. Песчано-глинистая пачка на западе закартирована нефёдовской свитой [Кочергина и др., 2018], на юге и востоке — вятским горизонтом [Уланов, Уланова, 1976; Фридман, 1999], на севере — верхней пачкой вятской серии [Глушнев, Кочергина, 1999]. По возрасту — нефёдовский и жуковский горизонты — она действительно соответствует нефёдовским слоям (свите, пачке) бассейна р. Вятка, но в отличие от последней более песчаная и менее насыщена карбонатными стяжениями.

Таким образом, в бассейне нижнего течения р. Ветлуга в настоящее время не может быть установлен ни один из местных стратонавов (серия, свита, пачка), выделенных на территории Московской синеклизы. Становится очевидным, что для этого района необходима разработка местной стратиграфической шкалы.

ОТБОР ОБРАЗЦОВ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Отбор шtuфов в полевых условиях производился с четкой привязкой к слоям изучаемых разрезов, описанных ранее в работах [Арефьев и др., 2017; Голубев и др., 2019; 2023; Davydov et al., 2020] и уточненных в ходе

четырёх проведенных экспедиций 2018–2022 гг. В связи с высокой задернованностью склонов отбор образцов выполнялся из зачисток (канав) размером 50 см в ширину и до 10 м в длину (рис. 1а–1б); глубина канав составляла 0.5–2.5 м. Ориентированные шtuфы для палеомагнитных исследований отбирались вручную с помощью молотка и шпателя, ориентировка образцов производилась горным компасом; местное магнитное склонение учитывалось согласно модели IGRF (13-ое поколение). Слабоцементированные горные породы были опробованы с помощью пластиковых и стеклянных контейнеров, которые вдавливались в толщу. Вся палеомагнитная коллекция составила 700 ориентированных шtuфов: Сосновка — 20 шт., Сухоборка — 53 шт., Воскресенское — 130 шт., Знаменское — 25 шт., Асташиха — 262 шт., Прудовка — 210 шт.

Из каждого шtuфа, при помощи сухой или мокрой резки алмазным диском, было выпилено 1–2 палеомагнитных образца, форма которых приближалась к кубической с ребром 2 см. Для каждого образца измерялся вес, на который впоследствии нормировались величины естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости. Анизотропия магнитной восприимчивости (AMB) образцов измерялась в петромагнитной лаборатории МГУ имени М.В. Ломоносова на каппабридже KLY-4S (AGICO, Чехия) в поле 200 А/м с последующей интерпретацией результатов в программе Anisoft 4.2. Для двух образцов из каждого разреза, на каппабридже KLY-4S с использованием высокотемпературной приставки CS-3, измерялась зависимость магнитной восприимчивости от температуры; обработка полученных результатов выполнялась в программе Cureval8. Минеральный состав пород изученных разрезов (1–2 образца из каждого разреза) определялся методом порошковой рентгеновской дифрактометрии с использованием дифрактометра STADI-MP (STOE, Германия), расположенного в филиале ИФЗ РАН — геофизической обсерватории «Борок» (аналитик Н.А. Афиногенова). Изучение фазового состава и кристаллической структуры осуществлялось из картотеки БД ICDD PDF-2 с уточнением по методу Ритвельда. Анализ каждого образца проводился для двух дублей: один представлял собой исходную породу, а второй был предварительно прогрет до 700°C (выдержка 1 час) в воздушной среде для оценки минеральных превращений. Минеральный состав определялся как для породы в целом, так и для магнитной фракции, выделение

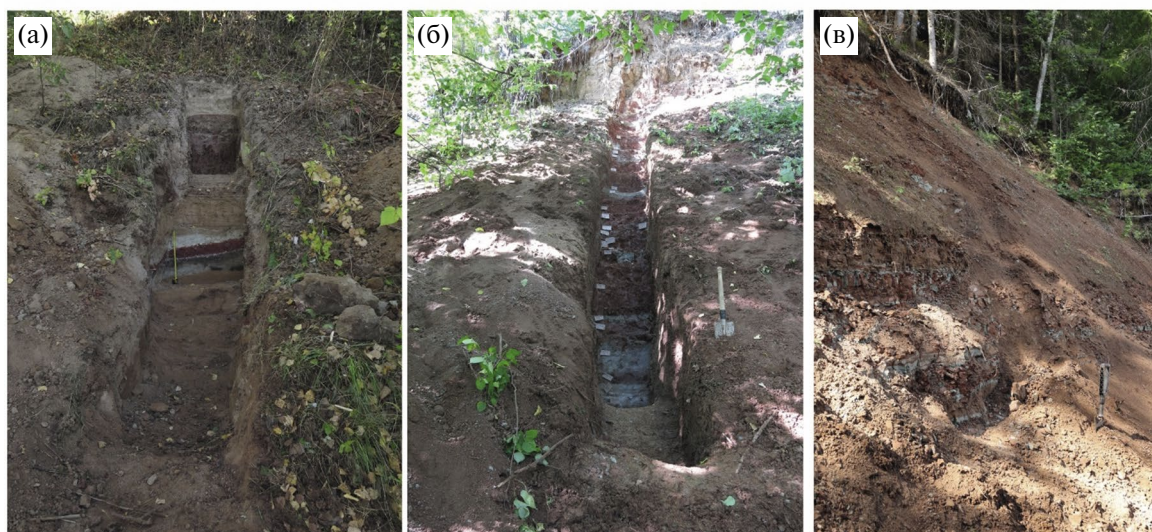
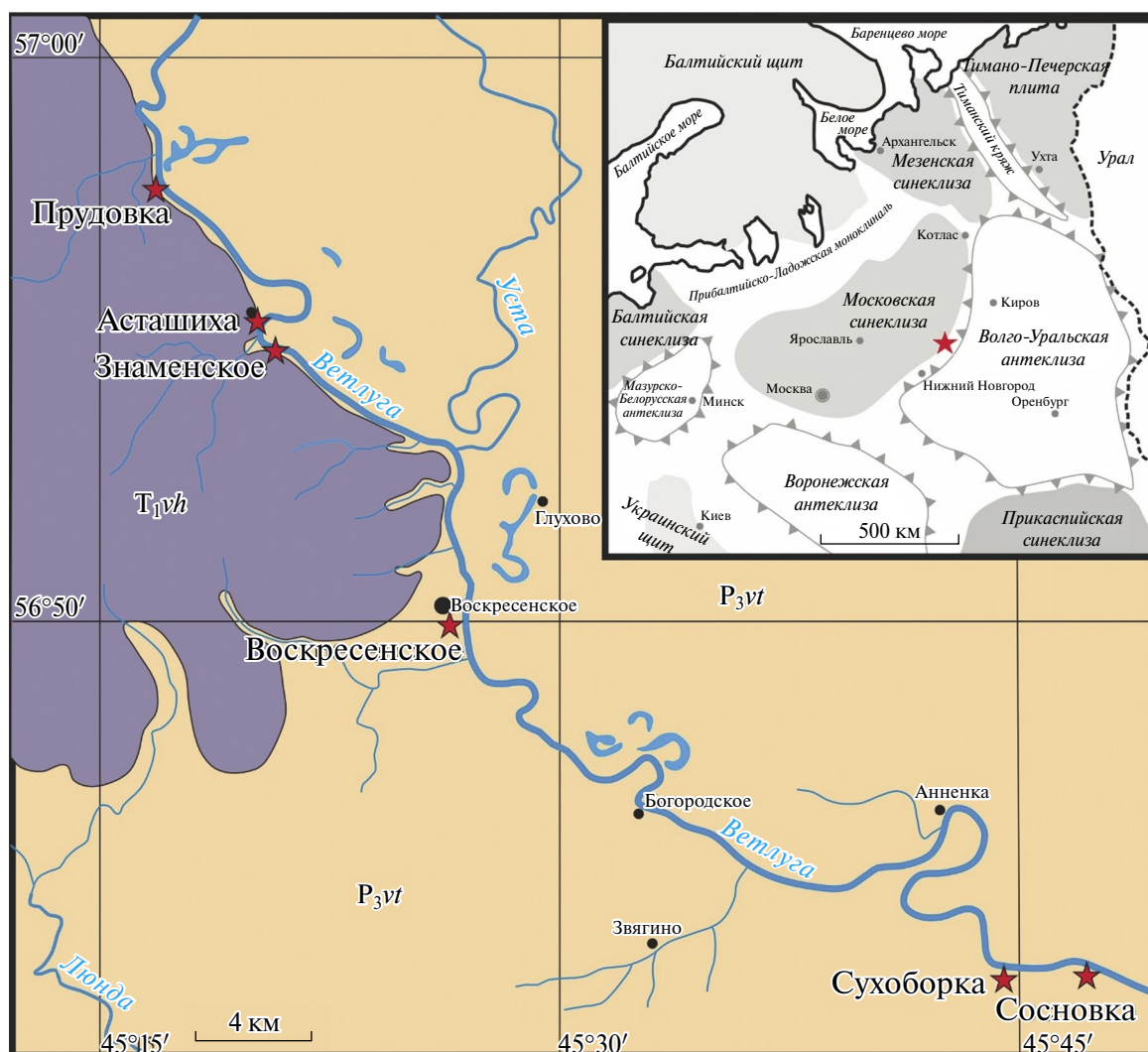


Рис. 1. Расположение изученных разрезов на геологической карте района нижнего течения р. Ветлуга (сверху) и фотографии некоторых из изученных разрезов (снизу): (а) – Сухоборка, обн. 1827А; (б) – Асташиха, обн. 1918; (в) – Прудовка, обн. 1631В. Условные обозначения: P_3^{vt} – быковский, нефёдовский и жуковский горизонты, T_1^{vh} – вохминский горизонт. Врезка сверху справа: положение изученных разрезов (красная звезда) на схеме тектонического районирования Восточно-Европейской платформы.

которой производилось в водной среде с помощью неодимового магнита с последующей сепарацией ультразвуком для устранения примесей от силикатной матрицы.

Лабораторные палеомагнитные исследования проводились в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН на оборудовании ЦКП ИФЗ РАН [Veselovskiy et al., 2022]. Для всех образцов была проведена температурная магнитная чистка, которая выполнялась до 680°C, число шагов чистки в среднем составляло 12, величина шага чистки — от 50 до 10°C. Для размагничивания образцов использовалась немагнитная печь MMTD-80 (Magnetic Measurements, Великобритания) с величиной некомпенсированного поля 5–10 нТл. На некоторых образцах-дублях из каждого разреза выполнялось размагничивание вектора $\mathbf{J}_n$ переменным магнитным полем амплитудой до 110 мТл: для этого использовалась установка переменного поля (2G Enterprises, США), выполненная в виде приставки к криогенному магнитометру. Измерения остаточной намагниченности образцов проводились на криогенном (SQUID) магнитометре (2G Enterprises, США), установленном в немагнитной комнате (Lodestar Magnetics, США). Обработка измерений остаточной намагниченности выполнялась при помощи пакета программ Р. Энкина [Enkin, 1994] и PMTools [Ефремов, Веселовский, 2023], использующих метод главных компонент (PCA) [Kirschvink, 1980] для выделения компонент естественной остаточной намагниченности (ЕОН).

ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

Петромагнетизм

Анизотропия магнитной восприимчивости измерялась для всех образцов с целью получения информации о магнитной текстуре породы и последующих выводов о режиме осадконакопления, контроля корректной ориентировки образца и для оценки влияния на магнитную текстуру способа отбора образца (штуф или вдавливаемый в породу контейнер). Если оси эллипсоида АМВ конкретного образца имели ориентировку нехарактерную для ближайших образцов или разреза в целом, то данный образец исключался из дальнейших исследований.

Степень АМВ (P_j) составляет в разрезе Сосновка около 1%, не более 6% в разрезе

Суходорка, не более 8% в разрезе Знаменское и не более 14% в разрезах Воскресенское, Асташиха и Прудовка (рис. 2). Эллипсоиды АМВ, за редким исключением, имеют уплощенную форму. Расположение осей эллипсоидов АМВ во всех разрезах, кроме разреза Сосновка, схожее: минимальные оси ориентированы субвертикально, а промежуточные и максимальные равномерно распределены в горизонтальной плоскости. Такой характер магнитной текстуры свидетельствует о накоплении пород перечисленных разрезов в спокойных гидродинамических условиях [Hrouda, Tarling, 1993]. Магнитная текстура глинистых известняков и мергелей в основании разреза Сосновка отличается от остальных разрезов и вероятнее всего обусловлена их литологией и, соответственно, минеральным составом, на что указывают существенно более низкие значения степени анизотропии ($P_j < 1\%$) (рис. 2) и удельной магнитной восприимчивости (табл. 1). На данном этапе исследований мы не можем предложить сколько-нибудь обоснованную интерпретацию магнитной текстуры пород разреза Сосновка, однако, учитывая малое значение P_j , склонны считать, что она не оказывает значимого влияния на палеомагнитную запись.

Минералы-носители намагниченности в исследуемых породах диагностировались при помощи кривых зависимости магнитной восприимчивости от температуры (рис. 3) и методом порошковой рентгеновской дифрактометрии (ГО «Борок») (табл. 2). Практически во всех изученных образцах кривые нагрева и охлаждения подобны: минеральные изменения при нагреве в воздушной среде минимальны, а по характерным перегибам термомагнитных кривых диагностируются магнетит (550–580°C) и маггемит и/или гематит (675–690°C). Отметим, что перегиб термокривых в районе 300–350°C связан, возможно, с образованием маггемита при термической диссоциации лепидокрокита, которая происходит в интервале 150–250°C. Однако лепидокрокит не был обнаружен другими аналитическими методами, поэтому предложенная интерпретация неоднозначна. Результаты рентгеновской дифрактометрии (табл. 2) свидетельствуют о наличии в магнитной фракции исходных образцов горных пород таких минералов, как гематит и магнетит разной степени окисления, а также небольшого количества гемоильменита; после нагрева до 700°C в воздушной среде в магнитной фракции увеличивается содержание маггемита и гематита.

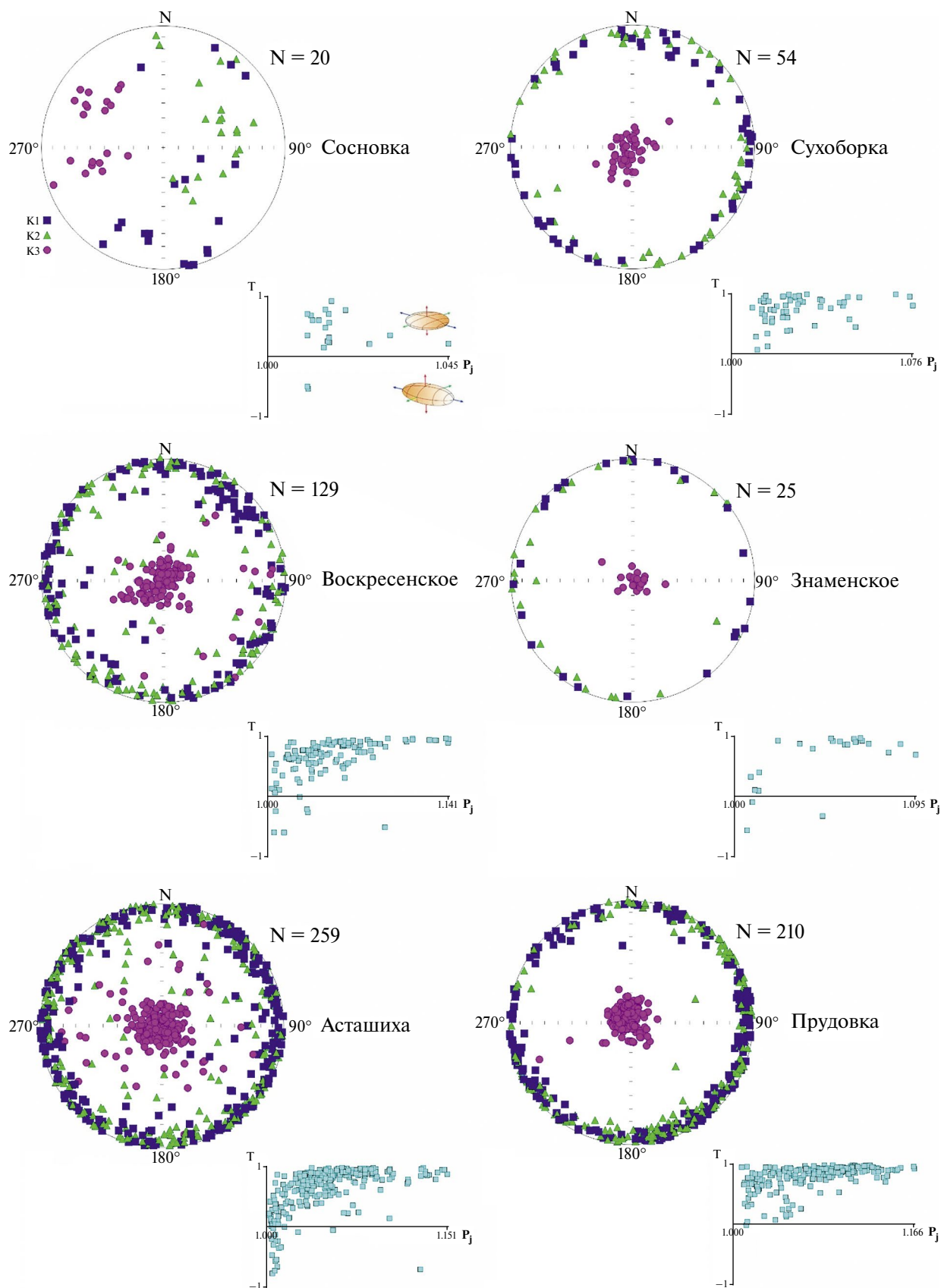


Рис. 2. Анизотропия магнитной восприимчивости в породах изученных разрезов и зависимость параметра формы (T) от степени анизотропии (P_j).

Таблица 1. Скалярные петромагнитные характеристики пород изученных разрезов

Разрез	Удельная магнитная восприимчивость, k (10^{-7} , м ³ /кг)			Удельная естественная остаточная намагниченность, J_n (А·м ² /кг) 10^{-6}			Фактор Кёнигсбергера, Q		
	k_{min}	k_{max}	k_{cp}	J_{nmin}	J_{nmax}	J_{ncp}	Q_{min}	Q_{max}	$Ш_{cp}$
Сосновка	0.32	4.72	0.75	0.73	15.60	2.53	0.43	1.07	0.68
Сухоборка	0.59	6.23	1.97	0.66	31.04	6.59	0.22	3.72	0.76
Воскресенское	0.49	16.60	5.69	0.12	191.02	14.70	0.03	4.54	0.44
Знаменское	1.30	5.41	3.36	4.18	50.41	18.60	0.60	1.09	1.87
Асташиха	0.25	18.40	3.96	0.01	388.83	18.37	0.13	8.29	0.87
Прудовка	1.19	62.24	9.30	2.24	1080.01	237.00	0.35	19.33	5.41

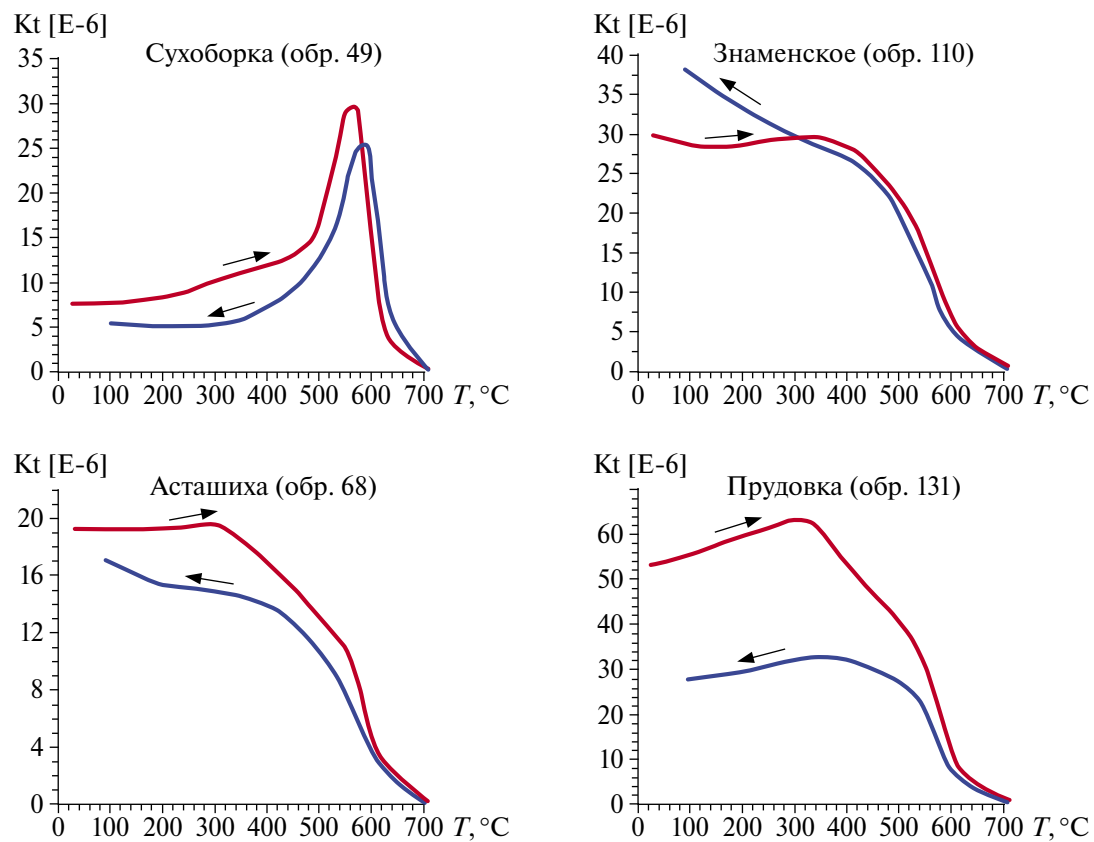


Рис. 3. Температурная зависимость магнитной восприимчивости наиболее типичных образцов горных пород некоторых из изученных разрезов. Нагрев – красная кривая, охлаждение – синяя кривая.

Максимальные, минимальные и средние значения скалярных магнитных параметров – удельной остаточной намагниченности (J_n), удельной магнитной восприимчивости (K_m) и фактора Кёнигсбергера (Q) – для каждого разреза приведены

в табл. 1, а изменение этих параметров по мощности разрезов показано на рис. 6–рис. 11. Обращает на себя внимание резкое увеличение величин перечисленных скалярных петромагнитных характеристик в разрезе Асташиха, совпадающее

Таблица 2. Минеральный состав пород изученных разрезов по результатам порошковой рентгеновской дифрактометрии (вес, %)

Разрез (образец)	Минеральная фракция		Магнитная фракция	
	Исходный образец	После нагрева до 700°C	Исходный образец	После нагрева до 700°C
Сухоборка (49)	Нонтронит 96.2% Кварц 3.8%	Кварц Гематит (мало)	— *	—
Сухоборка (67)	Кварц 54.4% Кальцит 17.9% Альбит 10.4% Анкерит 4.2% Лепидолит + Мусковит 9.2% Микроклин 3.9%	Кварц 56.7% Кальцит 14.3% Альбит 10.5% Мусковит 13.3% Микроклин 4.1% Анкерит 1.1%	Гематит 46.11% Сильноокисленный магнетит** 46.20% Гемоильменит 7.69%	Гематит 100%
Асташиха (68)	Кварц 48.1% Кальцит 19.1% Мусковит 8.2% Альбит 10.6% Микроклин 5.2% Нонтронит 4.5% Анкерит 4.3%	Кварц 54.4% Кальцит 15.8% Мусковит 11.3% Альбит 10.2% Микроклин 5.0% Анкерит 3.3%	Сильноокисленный магнетит** 62.49% Гематит 37.51% Гемоильменит ≈ 5%	Гематит 100%
Сосновка (76/75b)	Кальцит 67.5% Анкерит 17.3% Кварц 11.7% Альбит 3.5%	Кальцит 73.2% Анкерит 12.3% Кварц 13.4% Альбит 1.1%	—	—
Сосновка (88/88a)	Кварц 57.6% Альбит 13.7% Мусковит 10.3% Микроклин 4.5% Нонтронит 12.4% Вермикулит 1.5%	Кварц 63.5 % Альбит 13.6% Мусковит 15.2% Микроклин 7.7%	Слабоокисленный магнетит 43.97% Сильноокисленный магнетит** 29.35% Гематит 26.67%	—
Знаменское (110)	Кварц 68.9% Кальцит 8.2% Альбит 12.4% Микроклин 7.9% Мусковит 2.6%	Кварц 66.8% Кальцит 8.3% Альбит 13.0% Микроклин 7.8% Мусковит 4.1%	Сильноокисленный магнетит** 46.57% Гематит 39.70% Гемоильменит 13.73%	Гематит 69.75% Гемоильменит 18.57% Маггемит 11.68%
Прудовка (131)	Кварц 51.0% Кальцит 14.9% Альбит 10.8% Микроклин 4.1% Мусковит 8.1% Нонтронит 9.0% Анкерит 2.1%	Кварц 54.7% Кальцит 14.8% Альбит 10.7% Микроклин 6.1% Мусковит 12.2% Нонтронит 1.5%	Сильноокисленный магнетит** 73.93% Гематит 25.20% Анатаз 0.87%	Гематит 58.07% Маггемит 41.93%

Примечания: * — малая концентрация магнитной фракции в образце не позволила определить содержание магнитных минералов достаточно надежно; ** — магнетит, окисленный почти до маггемита.

с границей перми и триаса (асташихинской и рябинской пачек). Подобное поведение скалярных магнитных параметров от перми к триасу не раз отмечалось в разрезах ВЕП [Граница..., 1998; Фетисова и др., 2022] и связано с увеличением сноса терригенного материала в пограничное пермo-триасовое время с воздымавшегося Уральского орогена [Арефьев и др., 2016; Чистякова и др., 2020]. Однако мы продолжаем придерживаться мнения, что, в отличие от, например, позиции авторов работы [Граница..., 1998], подобный скачок значений петромагнитных параметров сам по себе не может являться критерием для стратиграфического расчленения разрезов перми и триаса и выделения в них границы этих систем. Это мнение, в частности, подтверждает приведенная и обоснованная в данной работе стратиграфическая схема разреза Прудовка (рис. 11). Здесь, в интервале, соответствующем асташихинской пачке (триас), величины J_n и K_m сопоставимы с таковыми для рябинской пачки (пермь) в разрезе Асташиха (рис. 10).

Также отметим, что почти во всех изученных разрезах наблюдается корреляция между величиной петромагнитных параметров и литологией: более грубообломочные разности (песчаники) характеризуются повышенными значениями магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности в сравнении с породами более тонкой размерности.

Палеомагнетизм

Все образцы были подвергнуты ступенчатому терморазмагничиванию; для некоторых штуфов, на дублях образцов, была выполнена чистка переменным магнитным полем. Качество палеомагнитного сигнала для всех разрезов примерно одинаковое: 2/3 образцов несут хороший палеомагнитный сигнал, а 1/3 — хаотический и неинтерпретируемый. В большинстве случаев вектор ЕОН представлен одной или суммой двух компонент намагниченности (рис. 4). Наименее стабильная низкотемпературная компонента разрушается при нагревах до температур 180–300°C; ее направление близко к направлению современного геомагнитного поля в данном районе ($D = 14^\circ$, $I = 79^\circ$), и она, вероятнее всего, имеет вязкую природу. Стабильная, высокотемпературная компонента прямой и обратной полярности разрушается при нагревах до 570–680°C. В разрезе Сосновка породы нижней, карбонатно-глинистой пачки имеют характеристическую компоненту намагниченности (**ChRM**) обратной (**R**) полярности, а вышележащие коричневые

глины намагничены в эпоху прямой (**N**) полярности (рис. 5 и рис. 6). В разрезе Сухоборка все выделенные стабильные компоненты имеют прямую полярность (рис. 5 и рис. 7). В разрезе Воскресенское, в нижней части разреза, слои 1–5 и самом верхнем слое 19 характеристическая компонента прямой полярности, в слоях 6–17 — обратной полярности (рис. 5 и рис. 8). Особо отметим, что породы слоя 15 разреза Воскресенское характеризуются низкими наклонениями характеристической компоненты намагниченности. Это наблюдение позволяет выделить здесь зону аномальных палеомагнитных направлений, аналогичную ранее выделенной в породах разрезов Недуброво, Жуков овраг, Старое Слукино, Окский съезд [Фетисова и др., 2018а; 2022]. Породы разрезов Знаменское, Асташиха и Прудовка несут характеристическую компоненту намагниченности исключительно прямой полярности (рис. 5, рис. 9–рис. 11).

Аргументами в пользу древнего, пермo-триасового возраста выделенных характеристических компонент намагниченности являются их биполярное распределение и близость полученного среднего палеомагнитного направления к ожидаемому пермo-триасовому [Фетисова и др., 2018б]. Тест обращения [McFadden, McElhinny, 1990] выполняется для разреза Сосновка ($\gamma/\gamma_{cr} = 6.8^\circ/8.9^\circ$) и отрицателен для разреза Воскресенское ($\gamma/\gamma_{cr} = 13.6^\circ/8.3^\circ$). Дополнительным, хоть и косвенным аргументом в пользу первичности **ChRM** изученных пород можно считать характер анизотропии магнитной восприимчивости, свойственный для осадочных пород данного генезиса. Средние палеомагнитные направления **ChRM** для каждого из изученных разрезов были вычислены с селекцией по критерию “cut-off (45°)”, согласно которому единичные направления **ChRM**, расположенные на расстоянии более 45° дуги большого круга от среднего палеомагнитного направления, исключались из выборки для вычисления среднего. Полученные средние палеомагнитные направления и соответствующие им полюсы приведены в табл. 3 и на рис. 5.

В настоящее время к палеомагнитным данным, используемым для магнитостратиграфических построений, применяется ряд критериев качества и надежности, полный перечень которых приведен в работе [Opdyke, Channell, 1996]. Согласно [Дополнение..., 2000] наиболее значимыми из них являются следующие:

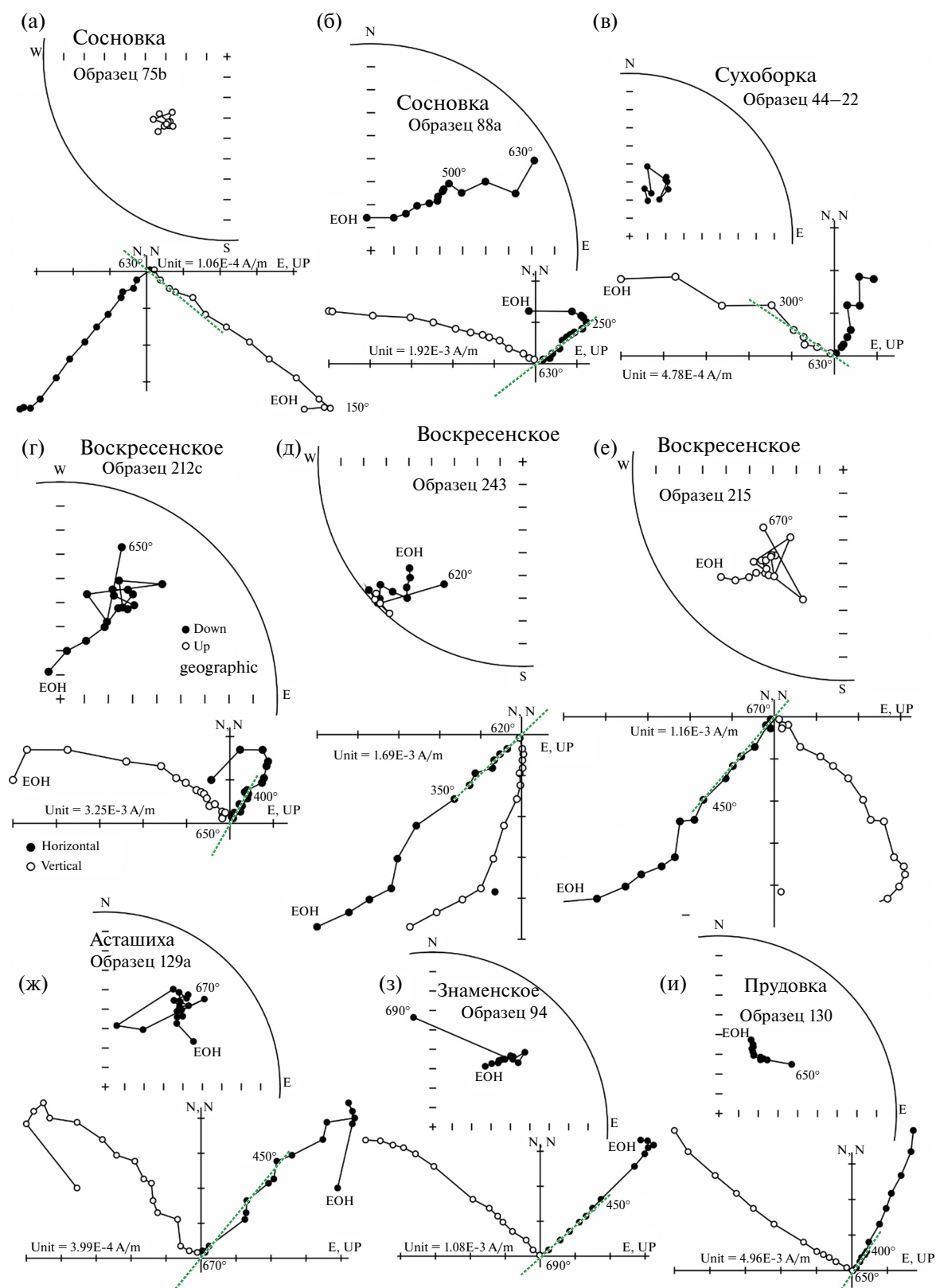


Рис. 4. Типичные результаты компонентного анализа J_n образцов из разрезов Сосновка (а)–(б); Сухоборка (в); Воскресенское (г)–(е); Асташиха (ж); Знаменское (з) и Прудовка (и): стереограммы и диаграммы Зийдервельда, иллюстрирующие процесс ступенчатой температурной магнитной чистки. Географическая (современная) система координат. (а), (е) – Примеры образцов с ChRM обратной полярности; (б)–(г), (ж)–(и) – примеры образцов с ChRM прямой полярности; (д) – пример образца с аномальным направлением ChRM.

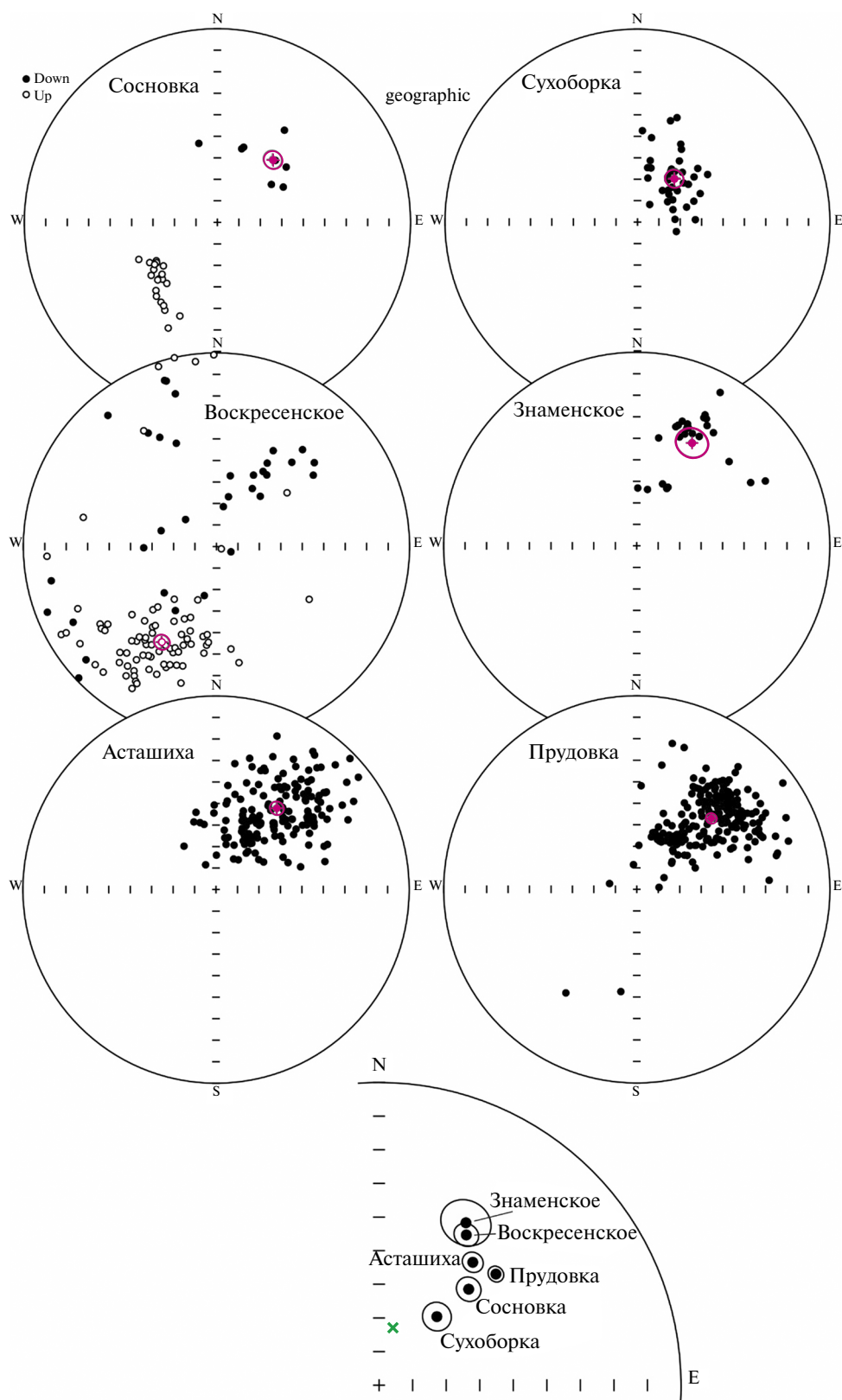


Рис. 5. Распределение единичных направлений характеристической компоненты намагниченности (**ChRM**) в изученных разрезах на стереопроециях. Внизу — средние палеомагнитные направления для каждого из изученных разрезов (направления обратной полярности обращены), после применения критерия селекции cut-off “45°”, с кругами 95%-го доверия. Географическая система координат. Зеленый крест обозначает направление современного геомагнитного поля в районе исследований.

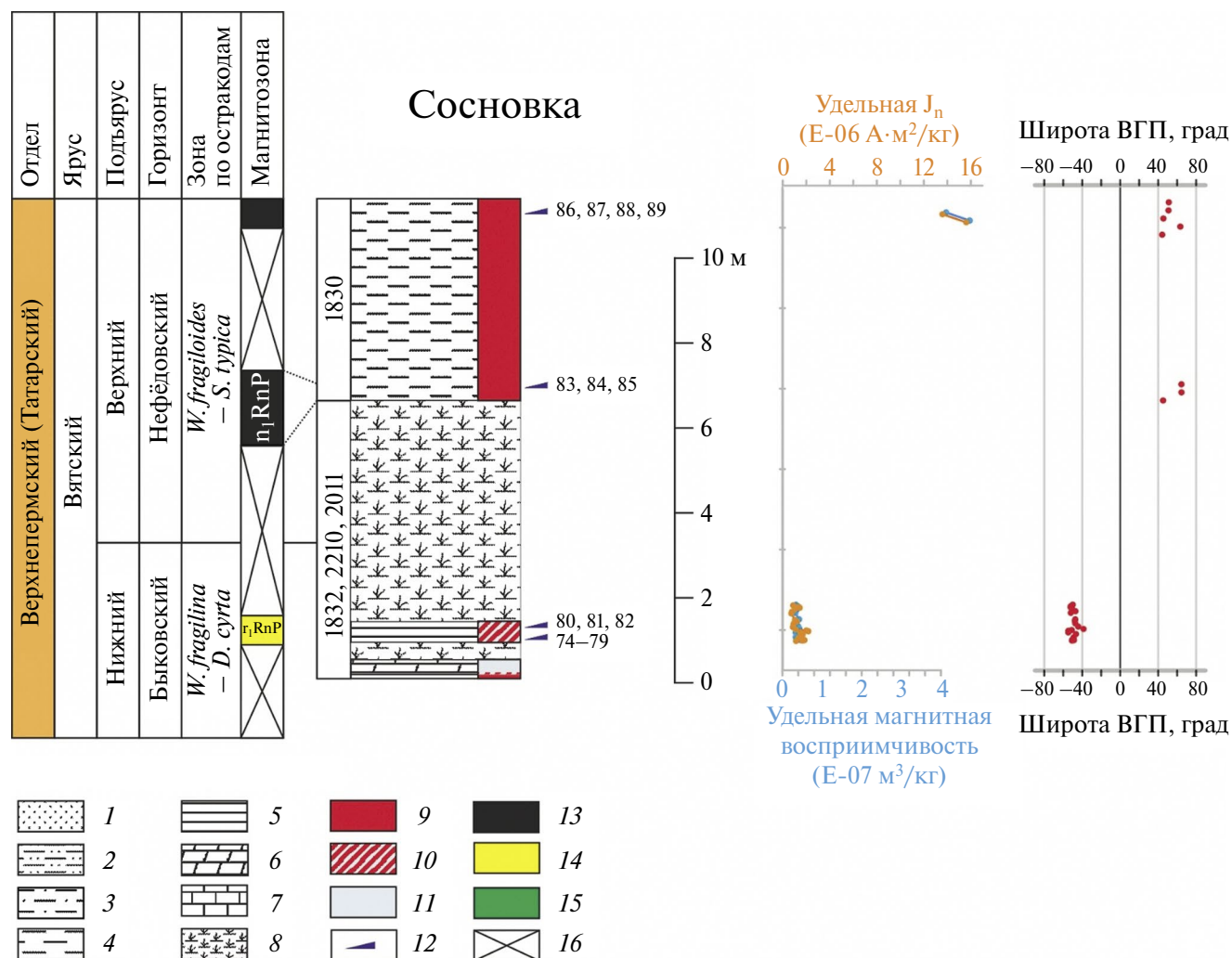


Рис. 6. Разрез Сосновка: стратиграфия, литология, схема опробования с номерами образцов, удельная естественная остаточная намагниченность (J_n) и удельная магнитная восприимчивость, широта виртуального геомагнитного полюса (ВГП). Условные обозначения: 1 – песчаник; 2 – алевролит песчаный; 3 – алевролит; 4 – алевролит глинистый; 5 – глина; 6 – мергель; 7 – известняк; 8 – осыпь; 9 – красноцветы; 10 – пестроцветы; 11 – сероцветы; 12 – уровни отбора палеомагнитных образцов; 13 – зоны прямой (N) полярности; 14 – зоны обратной (R) полярности; 15 – зона аномальных палеомагнитных направлений; 16 – данные о магнитной полярности отсутствуют.

– стратиграфическое положение разреза определено по крайней мере с точностью до яруса;

– образцы на палеомагнитные исследования привязаны послойно к стратиграфическому разрезу;

– проведено полное размагничивание образцов и выполнен компонентный анализ их естественной остаточной намагниченности;

– данные представлены в виде стратиграфической последовательности значений палеошироты виртуального геомагнитного полюса или углов склонения и наклонения (графиков этих величин возле колонки) для выделенной компоненты намагниченности, приведены

статистические параметры распределения направлений этой компоненты;

– исследованы магнитные минералы;

– результаты по крайней мере одного из тестов – складки, галек или обращения – положительные;

– имеются радиометрические датировки пород разреза;

– шкала полярности (последовательность магнитозон прямой и обратной полярности) построена по нескольким перекрывающимся разрезам.

Полученные нами данные удовлетворяют большинству из перечисленных выше критериев надежности, что определяет их пригодность для последующей интерпретации.

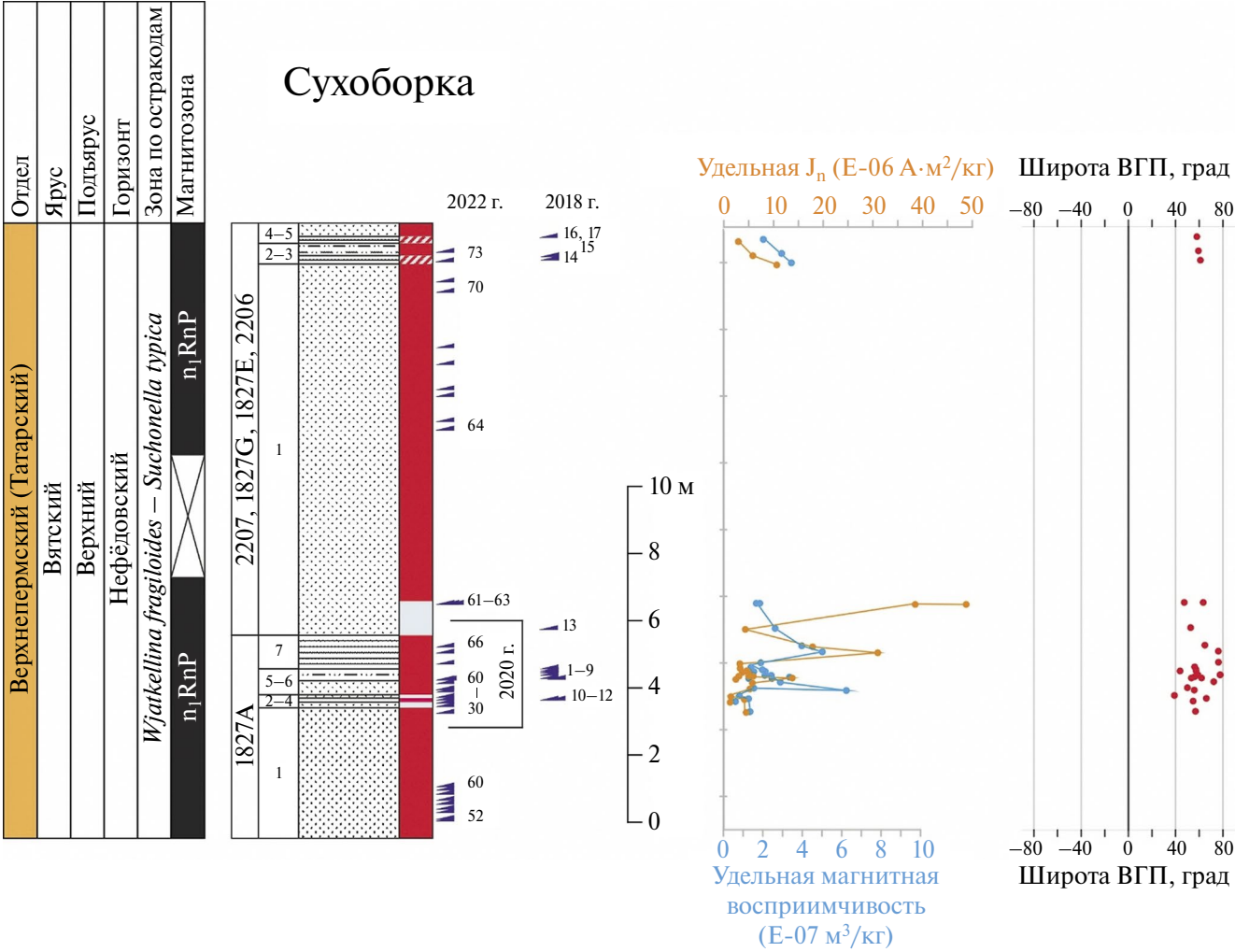


Рис. 7. Разрез Сухоборка: стратиграфия, литология, схема опробования с номерами образцов, удельная естественная остаточная намагниченность (J_n) и удельная магнитная восприимчивость, широта виртуального геомагнитного полюса (ВГП). Условные обозначения см. на рис. 6.

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ

Знак магнитной полярности для интервалов разрезов определялся на основании значений широты виртуального геомагнитного полюса (ВГП) (*Plat*), вычисленной с использованием направления *ChRM* для каждого образца. Выделение в разрезах магнитозон прямой или обратной полярности производилось по (как минимум) двум последовательным образцам или штуфам. Идентификация зон магнитной полярности выполнялась в соответствии с региональной магнитостратиграфической шкалой, уточненной и детализированной ранее по разрезам Владимирской и Нижегородской областей [Фетисова и др., 2022; 2023].

Разрез Сосновка имеет в своем строении две зоны магнитной полярности (рис. 6, рис. 12).

Карбонатно-глинистая пачка в нижней части разреза, биостратиграфически охарактеризованная как терминальная часть быковского горизонта нижневятского подъяруса [Голубев и др., 2019; 2023], намагничена в эпоху обратной полярности и относится к магнитозоне r_1RnP . Верхи разреза, представленные коричневыми глинисто-алевритовыми породами, соответствуют субзоне n_1RnP и, следовательно, принадлежат нефёдовскому горизонту верхневятского подъяруса [Фетисова и др., 2022]. К магнитозоне n_1RnP относится весь **разрез Сухоборка** (рис. 7, рис. 12). Ранее в низах этого разреза выделялся интервал обратной магнитной полярности, который интерпретировался как зона r_1N_2P , а вышележащие отложения как зона N_2P [Граница..., 1998] или зоны r_1R_3P и n_1R_3P , соответственно [Балабанов, Муравьев, 2010; Лозовский и др.,

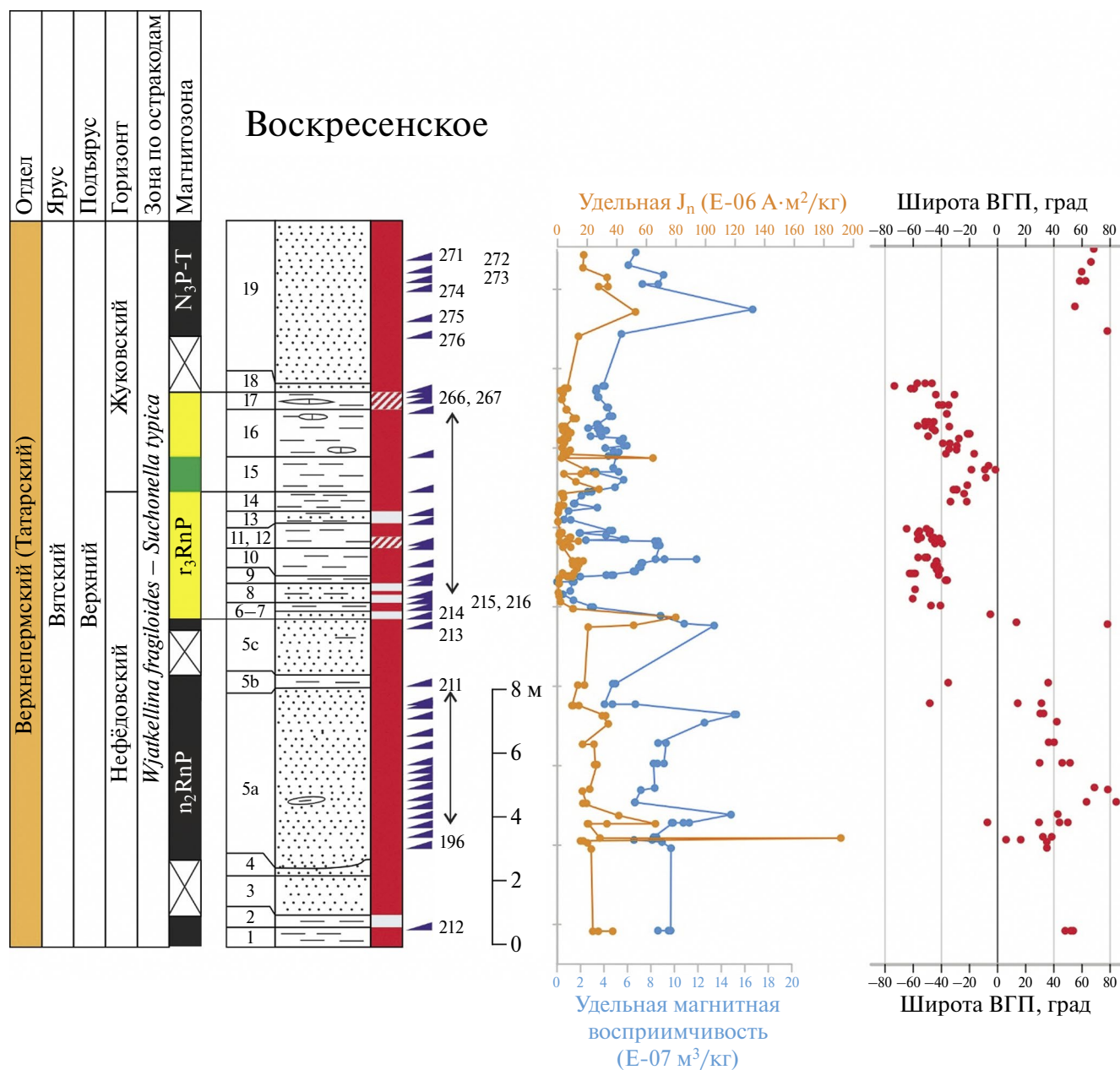


Рис. 8. Разрез Воскресенское: стратиграфия, литология, схема опробования с номерами образцов, удельная естественная остаточная намагниченность (J_n) и удельная магнитная восприимчивость, широта виртуального геомагнитного полюса (ВГП). Условные обозначения см. на рис. 6.

2015]. Данный интервал обратной полярности нами обнаружен не был.

Разрез Воскресенское имеет более сложное магнитостратиграфическое строение (рис. 8, рис. 12). Большая часть разреза соотносится с ортозоной RnP. Нижняя часть (слои 1–5) образовалась в эпоху прямой полярности $n_2\text{RnP}$, слои 6–17 – в эпоху обратной полярности $r_3\text{RnP}$. Ранее эта зона обратной полярности интерпретировалась как $r_2\text{R}_3\text{P}$ [Граница..., 1998] или как

$r_1\text{N}_1\text{T}$ [Балабанов, Муравьев, 2010]. В середине магнитозоны $r_3\text{RnP}$ есть интервал с аномальными значениями широты ВГП, не характерными для границы перми и триаса. Такой же интервал аномальных палеомагнитных направлений внутри субзоны $r_3\text{RnP}$ выявлен ранее в трех разрезах бассейна р. Оки [Фетисова и др., 2022; 2023] и выделяется как $a_1r_3\text{RnP}$: здесь он располагается в основании жуковского горизонта. Его обнаружение в разрезе Воскресенское позволяет распознать нижнюю границу жуковского

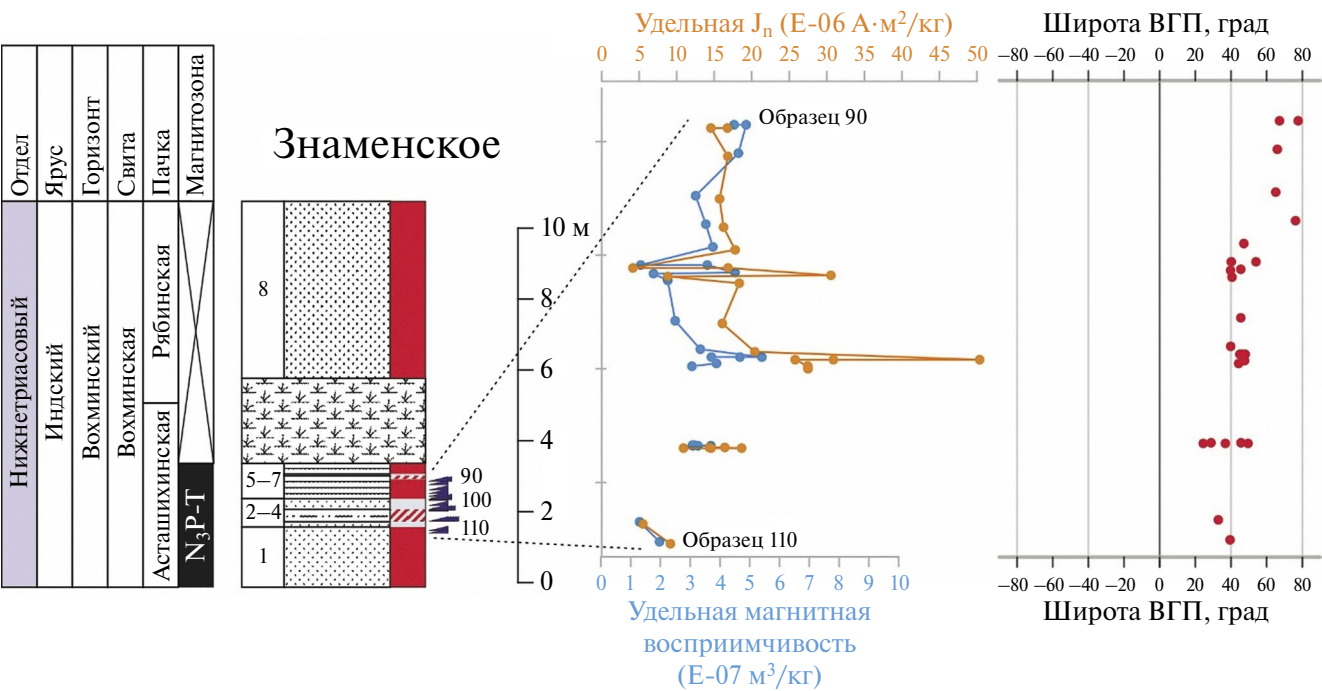


Рис. 9. Разрез Знаменское: стратиграфия, литология, схема опробования с номерами образцов. Графики значений удельной естественной остаточной намагниченности (J_n), удельной магнитной восприимчивости и широты виртуального геомагнитного полюса (ВГП) представлены не в масштабе. Условные обозначения см. на рис. 6.

горизонта в бассейне нижнего течения р. Ветлуга. Верхняя часть разреза (слои 18–19) соответствует зоне прямой полярности N_3P-T .

Породы **разреза Знаменское** намагничены в эпоху прямой полярности N_3P-T (рис. 9, рис. 12). Опробованный интервал относится к асташихинской пачке, чему не противоречат палеомагнитные данные: средние значения скалярных магнитных параметров аналогичны значениям, полученным по породам нижней части разреза Асташиха.

В **разрезе Асташиха** все образцы несут **ChRM** прямой полярности и также соответствуют ортозоне N_3P-T (рис. 10, рис. 12). Ранее в этом разрезе (обн. 1917) отмечался интервал обратной полярности r_1N_1T [Балабанов, Муравьев, 2010; Лозовский и др., 2015], присутствие которого нашими исследованиями не подтвердилось. Обращает на себя внимание скачок скалярных магнитных параметров в терминальной части асташихинской пачки в слоях 5–7 в обн. 1919 (рис. 10).

Породы **разреза Прудовка** намагничены в эпоху прямой полярности и соответствуют ортозоне N_3P-T (рис. 11, рис. 12). По разрезу не видно каких-либо изменений скалярных магнитных параметров, их средние значения близки к

таковым для верхней части разреза Асташиха, хотя сами отложения стратиграфически соответствуют нижней части разреза Асташиха. По биостратиграфическим данным [Арефьев и др., 2017], песчаная пачка в основании разреза соответствует вятскому ярусу. Это означает, что нижняя граница ортозоны N_3P-T не приурочена к границе перми и триаса и располагается внутри вятского яруса. Подобное же расположение нижней границы этой магнитозоны было установлено в разрезах пограничных отложений перми и триаса в бассейне р. Оки [Фетисова и др., 2022].

Сводный магнитостратиграфический разрез долины р. Ветлуга изображен на рис. 12 и представлен ортозонами RnP и N_3P-T .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам проведенных комплексных исследований, магнитостратиграфическая схема для пограничных пермо-триасовых пород долины нижнего течения р. Ветлуга актуализирована в соответствии с современными требованиями к палеомагнитным данным. Основные выводы работы следующие:

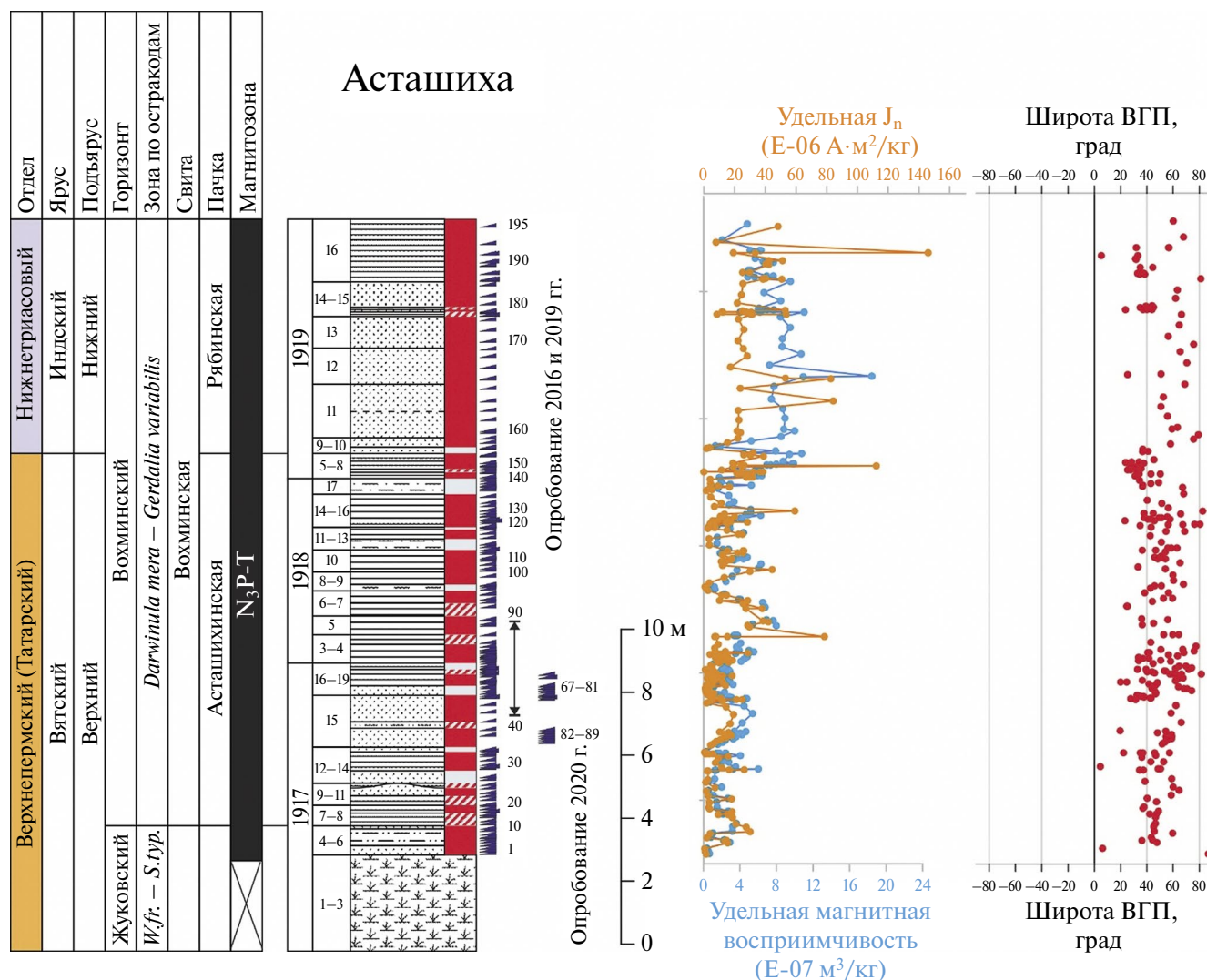


Рис. 10. Асташиха: стратиграфия, литология, схема опробования с номерами образцов, удельная естественная остаточная намагниченность (J_n) и удельная магнитная восприимчивость, широта виртуального геомагнитного полюса (ВГП). Условные обозначения см. на рис. 6.

1. Впервые доказано, что основание разреза перми и триаса долины р. Ветлуга соответствует низам ортозоны RnP, при этом отложения нижней части разреза Сосновка накапливались в эпоху обратной полярности конца ранневетского времени и соответствуют магнитозоне r_1 RnP, а отложения верхней части этого разреза и разрез Сухоборка – в начале поздневетского времени в эпоху прямой магнитной полярности n_1 RnP.

2. В разрезе Воскресенское, в его средней части, выделена магнитозона r_3 RnP, внутри которой присутствует интервал с аномальной палеомагнитной записью a_1r_3 RnP. Этот интервал был выявлен ранее в других разрезах Московской синеклизы в основании жуковского

горизонта верхневетского подъяруса и может служить стратиграфическим маркером нижней границы этого горизонта при региональных корреляциях.

3. Изученный сводный магнитостратиграфический разрез долины р. Ветлуга соответствует ортозонам RnP и N₃P–T. Подтверждено, что смена знака магнитной полярности не приурочена к границе перми и триаса, а эпоха прямой магнитной полярности началась в самом конце пермского периода.

Полученные данные, в комплексе с биостратиграфическими исследованиями по опорным пермо-триасовым разрезам долины р. Ветлуга, повышают надежность и детальность представленного в работе [Фетисова

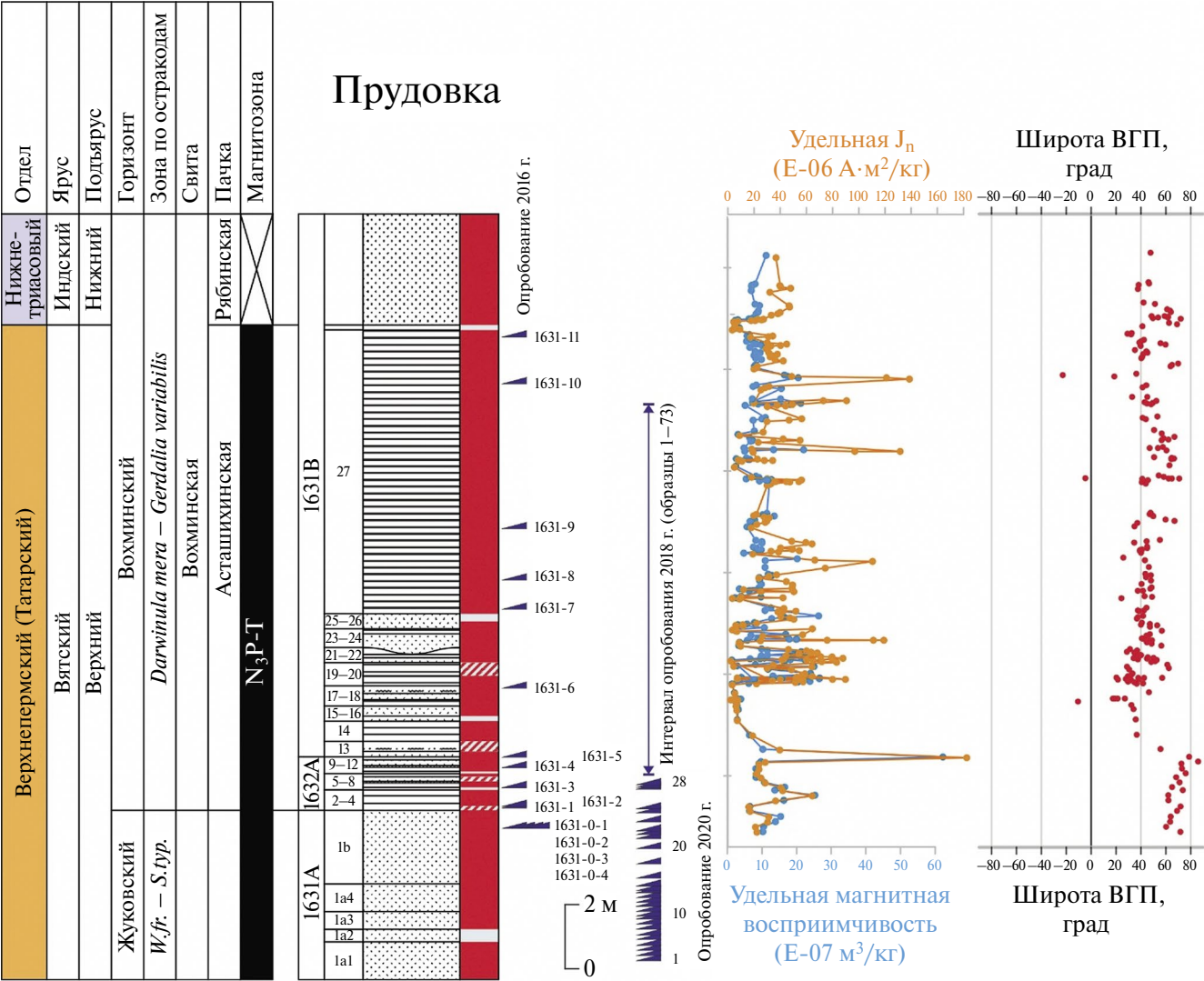


Рис. 11. Прудовка: стратиграфия, литология, схема опробования с номерами образцов, удельная естественная остаточная намагниченность (J_n) и удельная магнитная восприимчивость, широта виртуального геомагнитного полюса (ВГП). Условные обозначения см. на рис. 6.

Таблица 3. Средние палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы для изученных разрезов

Разрез (координаты*, возраст)	Палеомагнитное направление					Палеомагнитный полюс		
	n	D , град	I , град	K	α_{95} , град	Plat, град	Plong, град	dp/dm , град
Асташиха ($56.921^\circ N$, $45.335^\circ E$), P_3-T_1	159	37.4	44.0	16.0	2.9	49.0	168.8	2.3/3.6
Воскресенское ($56.831^\circ N$, $45.443^\circ E$), P_3	78	30.2	38.3	24.1	3.3	48.4	180.6	2.3/3.9
Знаменское ($56.914^\circ N$, $45.344^\circ E$), P_3	25	28.2	35.2	20.2	6.6	47.1	184.4	4.4/7.6
Прудовка ($56.958^\circ N$, $45.294^\circ E$), P_3	202	46.5	42.0	20.9	2.2	43.3	159.9	1.7/2.7
Сухоборка ($56.731^\circ N$, $45.748^\circ E$), P_3	37	40.2	63.3	33.0	4.2	62.5	143.9	5.2/6.6
Сосновка ($56.724^\circ N$, $45.810^\circ E$), P_3	27	43.1	50.9	62.6	3.5	51.2	157.5	3.2/4.7

Примечание: n – число единичных палеомагнитных направлений (число образцов); D , I – склонение и наклонение, соответственно; K – кучность; α_{95} – радиус круга 95% доверия; Plat, Plong – широта и долгота палеомагнитного полюса, соответственно; dp/dm – полуоси овала 95% доверия. *Система координат WGS 84. Направление современного геомагнитного поля в районе исследований: $D = 14^\circ$, $I = 79^\circ$.

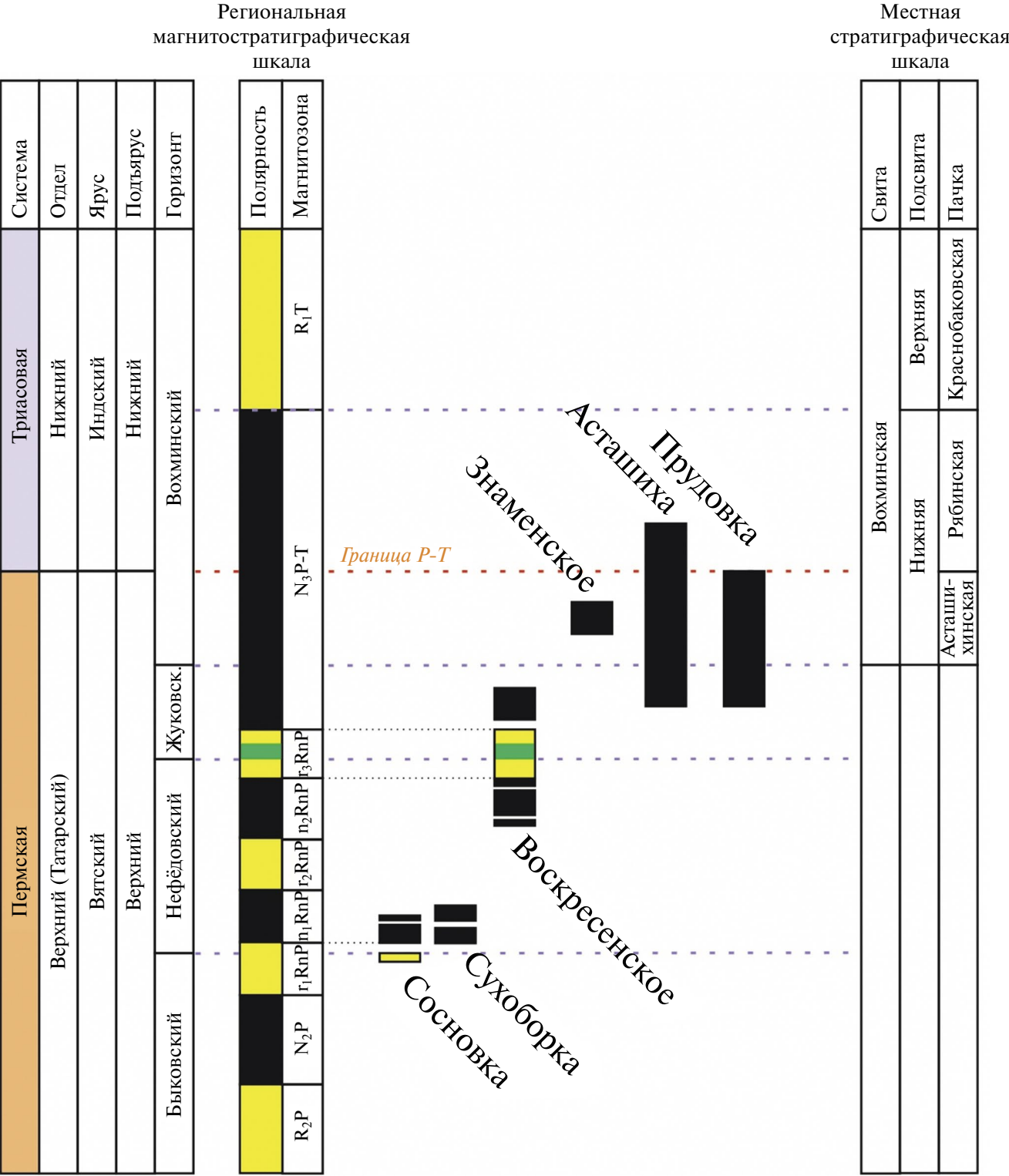


Рис. 12. Корреляция палеомагнитных колонок изученных разрезов и их положение в региональной магнитостратиграфической шкале [Фетисова и др., 2023].

и др., 2023] макета региональной магнитостратиграфической шкалы для центральной части Восточно-Европейской платформы. По изученным разрезам получены новые

палеомагнитные определения, которые существенно дополняют палеомагнитную базу данных для пограничного пермо-триасового интервала геологического времени.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Палеомагнитные исследования проведены при поддержке гранта РНФ №22-27-00597.

БЛАГОДАРНОСТИ

Лабораторные исследования выполнялись на оборудовании ЦКП «Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм» ИФЗ РАН. Авторы благодарны всем коллегам, кто в разные годы принимал участие в совместных полевых исследованиях, а также А.Г. Иосифиди и анонимному рецензенту, чьи замечания позволили существенно повысить качество данной работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арефьев М.П., Голубев В.К., Карасев Е.В., Кулешов В.Н., Покровский Б.Г., Шкурский Б.Б., Ярошенко О.П., Григорьева А.В.* Комплексная палеонтологическая, седиментологическая и геохимическая характеристика терминальных отложений пермской системы северо-восточного борта Московской синеклизы. Статья 2. Нижнее течение р. Юг // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2016. Т. 91. Вып. 2–3. С. 47–62.
- Арефьев М.П., Голубев В.К., Наумчева М.А.* Предварительная корреляция пограничных отложений перми и триаса в бассейнах Юга и Ветлуги / Алексеев А.С. (ред.). Палеострат-2017. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН (Москва, 30 января – 1 февраля 2017 г.). Тезисы докладов. М.: Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН. 2017. С. 6–7.
- Балабанов Ю.П., Муравьев Ф.А.* Результаты палеомагнитных исследований пограничных отложений перми и триаса по разрезам бассейнов рек Кичменга и Ветлуга / Голубев В.К., Сенников А.Г. (ред.). Палеонтология и стратиграфия перми и триаса Северной Евразии. Материалы V Международной конференции, посвященной 150-летию со дня рождения Владимира Прохоровича Амалицкого (1860–1917) (Москва, 22–23 ноября 2010 г.). М.: Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН. 2010. С. 45–48.
- Блом Г.И.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Средне-Волжская. Лист О-38-XXVIII. Объяснительная записка. М.: Недра. 1966. 77 с.
- Блом Г.И.* Каталог местонахождений фаунистических остатков в нижнетриасовых отложениях Среднего Поволжья и Прикамья. Казань: изд-во Казан. ун-та. 1968. 375 с.
- Блом Г.И.* Стратотипы нижнего триаса Московской синеклизы и Волжско-Камской антеклизы. М.: Недра. 1974. 216 с.
- Бороздина З.И., Олферьев А.Г.* О принципах выделения вятского горизонта в разрезе татарского яруса юго-восточного борта Московской синеклизы // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1970. № 1. С. 114–120.
- Глушнев В.М., Кочергина В.А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Средневолжская. Листы О-38-XXI (Северный), О-38-XXII (Ветлуга). Объяснительная записка. М.: Министерство природных ресурсов Российской Федерации. 1999. 157 с.
- Голубев В.К., Арефьев М.П., Наумчева М.А., Бакаев А.С., Ульяхин А.В., Давыдов В.И., Силантьев В.В.* О возрасте пермских отложений нижнего течения р. Ветлуга, Нижегородская область / Алексеев А.С., Назарова В.М. (ред.). Палеострат-2019. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 28–30 января 2019 г. Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН. 2019. С. 21–22.
- Голубев В.К., Миних А.В., Балабанов Ю.П., Кухтинов Д.А., Сенников А.Г., Миних М.Г.* Опорный разрез перми и триаса в Жуковом овраге у г. Гороховец, Владимирская область // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Центру и Югу Русской платформы. 2012. Вып. 5. С. 49–82.
- Голубев В.К., Наумчева М.А.* Новые данные о возрасте пермских отложений в районе пос. Воскресенское (р. Ветлуга, Нижегородская обл.) / Голубев В.К., Назарова В.М. (ред.). Палеострат-2021. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН (Москва, 25–26 января 2021 г.). Тезисы докладов. М.: Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН. 2021. С. 21–22.
- Голубев В.К., Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Наумчева М.А.* Нижняя граница чансинского яруса (верхняя пермь) на Восточно-Европейской платформе / Голубев В.К., Назарова В.М. (ред.). Палеострат-2023. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН (Москва, 30 января – 1 февраля 2023 г.). Программа и тезисы докладов. М.: Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН. 2023. С. 29–30.
- Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы (Материалы в Международному симпозиуму “Верхнепермские стратотипы Поволжья”. М.: ГЕОС. 1998. 246 с.
- Дополнение к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ. 2000. 112 с.
- Ефремов И.В., Веселовский Р.В.* PMTools: новое программное обеспечение для анализа палеомагнитных данных // Физика Земли. 2023. № 5. С. 150–158.
- Кочергина В.А., Кирков И.Г., Хайдарова Д.А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Средне-волжская. Лист О-38-XXVII (Семенов). Объяснительная

записка. М.: Московский филиал ФГБУ "ВСЕГЕИ". 2018. 90 с.

Лозовский В.Р., Балабанов Ю.П., Карасев Е.В., Новиков И.В., Пономаренко А.Г., Ярошенко О.П. Терминальная пермь Европейской России: вязниковский горизонт и недубровская пачка и граница перми и триаса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С. 38–54.

Лозовский В.Р., Балабанов Ю.П., Новиков И.В., Морковин Б.И., Ярошенко О.П. Стратиграфия, палеомагнетизм и петромагнетизм нижнего триаса Московской синеклизы. Статья 2. Бассейны рек Ветлуги и Унжи // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2015. Т. 90. Вып. 3. С. 27–43.

Лозовский В.Р., Горбаткина Т.Е. Решение расширенного заседания секции верхней перми и триаса, посвященного стратиграфии татарского яруса (Москва, 27–28 января 1995 г.) // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Центру и Югу Русской платформы. М.: Международная академия наук о природе и обществе. 2001. Вып. 3. С. 5–16.

Лозовский В.Р. О возрасте слоев с *Lystrosaurus* в Московской синеклизе // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 6. С. 1433–1437.

Молоствовский Э.А. Палеомагнитная стратиграфия верхней перми и триаса востока Европейской части СССР. Саратов: изд-во Саратов. ун-та. 1983. 168 с.

Наумчева М.А., Голубев В.К. Комплексы остракод пограничных отложений перми и триаса Московской синеклизы // Региональная геология и металлогения. 2019. № 80. С. 21–29.

Новиков И.В. Раннетриасовые амфибии Восточной Европы: эволюция доминантных групп и особенности смены сообществ. Труды Палеонтологического института. М.: РАН. 2018. Т. 296. 357 с.

Олферьев А.Г., Анохина Ю.Т. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Мезенская. Лист О-38-ХІІ. Объяснительная записка. М.: Союзгеолфонд. 1979. 90 с.

Олферьев А.Г., Анохина Ю.Т., Бондарь И.К. Геологическая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1:200 000. Серия Мезенская. Лист О-38-ХІ. Объяснительная записка. М.: Союзгеолфонд. 1987. 124 с.

Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Ленинград, 1988. Пермская система. Л.: ВСЕГЕИ. 1990. 48 с.

Строк Н.И., Горбаткина Т.Е., Лозовский В.Р. Верхнепермские и нижнетриасовые отложения Московской синеклизы. М.: Недра. 1984. 140 с.

Уланов Е.И., Уланова Е.И. Геологическая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1:200 000. Серия Мезенская. Лист О-38-ХІІ. Объяснительная записка. М.: Всесоюзный геологический фонд. 1976. 92 с.

Фетисова А.М., Балабанов Ю.П., Веселовский Р.В., Мамонтов Д.А. Аномальная намагниченность красноцветов недубровской пачки пограничных пермо-триасовых отложений Русской плиты // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2018а. Т. 63. Вып. 4. С. 544–560. DOI: 10.21638/spbu07.2018.409

Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Scholze F., Балабанов Ю.П. Новый пермо-триасовый палеомагнитный полюс Восточно-Европейской платформы, вычисленный с учетом занижения наклонения в осадочных породах // Физика Земли. 2018б. № 1. С. 158–171.

Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Сиротин К.А., Голубев В.К., Рудько Д.В. Палеомагнетизм и циклостратиграфия пограничного интервала перми–триаса разреза Старое Слудино (Владимирская область) // Физика Земли. 2023. № 2. С. 162–175. DOI: 10.31857/S0002333723020060, EDN: LHXZLZL

Фетисова А.М., Голубев В.К., Веселовский Р.В., Балабанов Ю.П. Палеомагнетизм и магнитостратиграфия опорных пермско-триасовых разрезов центральной части Русской плиты: Жуков овраг, Слудино и Окский съезд // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 10. С. 1401–1419. DOI: 10.15372/GiG2021157

Фридман В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Средневожская. Листы О-38-XXXIII (Бор), О-38-XXXIV (Лысково). Объяснительная записка. М.: Министерство природных ресурсов Российской Федерации. 1999. 142 с.

Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семенова Д.В., Ковач В.П., Адамская Е.В., Фетисова А.М. Стратиграфическая корреляция пермо-триасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U-Pb-датирования обломочного циркона // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 23–28. DOI: 10.31857/S2686739720050060

Шелехова М.Н. Палинокомплексы татарского яруса Русской платформы // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по Центру и Югу Русской платформы. 2001. Вып. 3. С. 97–104.

Davydov V.I., Arefiev M.P., Golubev V.K., Karasev E.V., Naumcheva M.A., Schmitz M.D., Silantiev V.V., Zharinova V.V. Radioisotopic and biostratigraphic constraints on the classical Middle–Upper Permian succession and tetrapod fauna of the Moscow syncline, Russia // Geology. 2020.V. 48. № 7. P. 742–747. DOI: 10.1130/G47172.1

Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994. 16 p.

Hounsflow M. W., Balabanov Y. P. A geomagnetic polarity timescale for the Permian, calibrated to stage boundaries // Geological Society. London: Special Publications. 2018. V. 450(1). P. 61–103. <https://doi.org/10.1144/SP450.8>

Hrouda F., Tarling D.H. The magnetic anisotropy of rock. London: Chapman & Hall. 1993. 217 p.

Opdyke N.D., Channell J.E.T. Magnetic stratigraphy. International Geophysics Series. V. 64. 346 p.

Kirschvink J.L. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophysical Journal International*. 1980. V. 62. № 3. P. 699–718. DOI: 10.1111/j.1365–246X.1980.tb02601.x

McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 103. № 3. P. 725–729. DOI: 10.1111/j.1365–246X.1990.tb05683.x

Naumcheva M.A., Golubev V.K. Nonmarine ostracodes at the Permian–Triassic boundary of the central part of the

East European Platform // *Palaeoworld*. 2020. V. 29. № 2. P. 353–367. DOI: 10.1016/j.palwor.2019.02.001

Veselovskiy R.V., Dubinya N.V., Ponomarev A.V., Fokin I.V., Patonin A.V., Pasenko A.M., Fetisova A.M., Matveev M.A., Afinogenova N.A., Rud'ko D.V., Chistyakova A.V. Shared Research Facilities “Petrophysics, Geomechanics and Paleomagnetism” of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13. № 2. 0579. DOI:10.5800/GT-2022-13-2-0579

Magnetostratigraphy of the Permian–Triassic Boundary in the Lower Reaches of the Vetluga River, East European Platform, Nizhny Novgorod Region

A. M. Fetisova^{a,b,*}, R. V. Veselovskiy^{a,b}, V. K. Golubev^c, and M. P. Arefiev^d

^a*Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^c*Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

^d*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: roman.veselovskiy@ya.ru

Received July 11, 2023

Revised November 24

Accepted November 27, 2023

Abstract – We present the results of detailed paleomagnetic studies of six Permian-Triassic boundary sections in the central part of the East European Platform, located in the lower reaches of the Vetluga River: Astashikha, Voskresenskoe, Znamenskoe, Prudovka, Sosnovka, and Sukhoborka. The paleomagnetic data, which meet the modern quality standards for laboratory processing, together with the results of biostratigraphic studies, allow for the development and substantiation of magnetostratigraphic scales for each section, as well as for their correlation and the construction of a magnetic polarity scale for the Permian-Triassic sedimentary complex of the Vetluga River. Rock-magnetic characteristics are determined for each of the studied sections, and paleomagnetic poles of the East European Platform are calculated for the Late Permian and Permian-Triassic boundary.

Keywords: East European Platform, paleomagnetism, magnetostratigraphy, stratigraphy, Upper Permian, Lower Triassic

УДК 550.384

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЕ ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЕ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА: ВОЗРАСТ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

© 2024 г. М. Б. Аносова^{1, *}, А. В. Латышев^{1, 2, **}

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

²Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия

*E-mail: mai.anosova@yandex.ru

**E-mail: anton.latyshev@gmail.com

Поступила в редакцию 13.06.2023 г.

После доработки 14.10.2023 г.

Принята к публикации 16.10.2023 г.

В работе представлены результаты палеомагнитных исследований по многочисленным интрузивным базитовым телам Башкирского антиклинория – крупной тектонической зоны Южного Урала. Было опробовано более 70 интрузий в разных частях Башкирского антиклинория (как на севере структуры, так и в центральных и южных областях). Исследуемые интрузии имеют рифейский возраст, однако, как и значительная часть пород Южного Урала, эти интрузивные тела были перемагничены в результате позднепалеозойской коллизии в пределах Уральской складчатой области. О вторичной позднепалеозойской компоненте естественной остаточной намагниченности и пойдет речь в данной статье.

Согласно полученным палеомагнитным данным, вторичная позднепалеозойская компонента в большей части Башкирского антиклинория является постскладчатой, т.е. сформировалась после завершения основной фазы складчатых деформаций на Южном Урале. Сравнение палеомагнитных направлений, полученных по интрузиям из разных районов Башкирского антиклинория, показало, что после формирования позднепалеозойской компоненты значимых движений отдельных частей Башкирского антиклинория относительно друг друга не происходило.

По позднепалеозойской компоненте намагниченности был рассчитан палеомагнитный полюс $Plong = 171.6^\circ$, $Plat = 39.9^\circ$, $\alpha_{95} = 5.9^\circ$, $N = 6$ по 6 районам (38 сайтов) Башкирского антиклинория. Полученный полюс статистически не отличим от среднего по 15 полюсам для Стабильной Европы с возрастными 280–301 млн лет. Таким образом, вторичная позднепалеозойская компонента в Башкирском антиклинории сформировалась около 280–301 млн лет назад, после чего Башкирский антиклинорий не испытывал перемещений относительно Восточно-Европейской платформы.

Ключевые слова: палеомагнетизм, Башкирский мегантиклинорий, Южный Урал, рифей, поздний палеозой, дайковые комплексы, реконструкция складчатых процессов, перемагничивание.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724030067>, **EDN:** AJPAEP

ВВЕДЕНИЕ

Многочисленные интрузивные тела Башкирского антиклинория сформировались в рифее в процессе рифтинга в эпиконтинентальном бассейне Восточно-Европейской платформы [Bogdanova et al., 2008; Эрнст и др., 2008; Пучков, 2010; Ross, 2011]. В позднем палеозое Башкирский антиклинорий был подвергнут синколлизионным деформациям, приведшим к формированию Уральской складчатой системы. Большая

часть пород была перемагничена и приобрела метакристаллическую (вторичную) компоненту естественной остаточной намагниченности [Комиссарова, 1970; Данукалов и др., 1982; Шипунов, 1993]. Это дает нам возможность с помощью детальных палеомагнитных исследований перемагниченных магматических тел Башкирского антиклинория получить новую и более подробную информацию о коллизионных процессах на Южном Урале. О вторичной позднепалеозойской компоненте и пойдет речь в этой статье.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Башкирский антиклинорий (БА) — крупная тектоническая зона субмеридионального простирания в складчатой системе Южного Урала. На западе через зону краевых надвигов БА граничит с Восточно-Европейской платформой (ВЕП). На юго-юго-востоке Башкирский антиклинорий граничит с Зилаирским синклинорием, на юго-востоке с Уралтауским антиклинорием, на востоке с Магнитогорской мегазоной через Главный Уральский разлом, на северо-востоке с Уфалейским антиклинорием (согласно геологическим картам [Козлов и др., 2001; Князев и др., 2013]; рис. 1).

Башкирский антиклинорий сложен мощными толщами преимущественно рифейских (1650 ± 50 – 600 ± 10 млн лет [Семихатов и др., 1991]) осадочных и вулканогенно-осадочных пород, прорванных многочисленными интрузивными телами (рис. 2, рис. 3); помимо этого, на самом севере БМА находится Тараташский выступ кристаллических пород фундамента Восточно-Европейской платформы [Пучков, 2010]. Это одно из немногих мест на Земле, где наиболее полно и неизменно сохранилась геологическая запись рифейского времени. Именно здесь был выделен Российский стратотип рифея. Стратифицированные отложения Башкирского антиклинория в шкале верхнего докембрия России разделяют на нижний, средний и верхний отделы, соответствующие трем крупным трансгрессивно-регрессивным сериям (с возрастными рубежами 1650 ± 50 , 1350 ± 20 , 1030 ± 20 , 600 ± 10 млн лет [Семихатов и др., 1991]). В начале серий отмечается магматизм, связанный с рифтингом. Также на Южном Урале некоторыми исследователями выделяется терминальный рифей [Пучков, 2010; Пучков и др., 2017]. Считается, что в рифее на территории Башкирского антиклинория развивался эпиконтинентальный бассейн, являвшийся частью Восточно-Европейской платформы [Maslov et al., 1997; Maslov, 2004; Bogdanova et al., 2008; Puchkov et al., 2013; Холоднов и др., 2017]. Этапы рифтинга и сопровождавший их магматизм, возможно, маркируют распад докембрийских суперконтинентов. Так, среднерифейское Машакское магматическое событие на рубеже раннего и среднего рифея связывают с распадом суперконтинента Нуна [Эрнст и др., 2008; Пучков, 2010; Evans, Ross, 2011]. Именно к этому рифтовому событию авторы данной статьи относят образование значительной части изучаемых магматических

объектов — даек и силлов, преимущественно основного состава. Однако часть интрузивных тел на юге и единичные интрузии на севере прорывают осадочные отложения верхнего и среднего рифея и относятся к более молодым, чем продукты Машакского рифтинга, магматическим комплексам [Козлов и др., 2001; Князев и др., 2013].

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Были опробованы интрузивные тела из разных районов БА (рис. 1). Большинство изучаемых объектов на севере располагаются к востоку от Бакало-Саткинского разлома и к западу от Зюраткульского разлома, а на юге — в Инзерском синклинории и Ямантауском антиклинории (рис. 1).

Изучаемые интрузии в основном имеют мощности от первых метров до первых десятков метров. Также опробованы крупные интрузивы — Главная Бакальская дайка (мощностью 91 м), Кузино-Копанский расслоенный массив и Бердяушский массив. В большинстве своем изучаемые интрузии сложены долеритами и габбро-долеритами, которые подвержены изменениям зеленосланцевой фации метаморфизма.

На севере БА изучаемые интрузии прорывают нижнерифейские бакальскую и саткинскую свиты (рис. 1, рис. 2). Одна дайка (сайт 25-21) прорывает среднерифейскую кувашскую свиту к востоку от Зюраткульского разлома (рис. 1, рис. 2). Два интрузивных тела прорывают авзянскую (R_2) и зильмердакскую свиты (R_3) к западу от Бакало-Саткинского разлома (сайты 16-21 и 17-21; рис. 1, рис. 2). На юге БА изучаемые интрузивные тела прорывают нижнерифейскую суранскую (стратиграфический аналог саткинской свиты; [Пучков, 2010]) и верхнерифейские инзерскую и миньярскую свиты (рис. 1, рис. 2). Интрузии сформировались в процессе рифтогенеза на Восточно-Европейской платформе в рифее [Парначев, 1982; Горожанин и др., 2008, 2014; Пучков, 2010; Evans, Ross, 2011; Ардисламов и др., 2013; Маслов и др., 2013; Puchkov et al., 2013; Хотылев, 2018], хотя для некоторых недатированных тел нельзя определенно исключить более поздний возраст формирования. Известны изотопные датировки для опробованных объектов:

1. Силл в г. Куся — 1360 ± 9 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, биотит; [Эрнст и др., 2008]);
2. Шток в районе г. Куся — 1318 ± 10 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, биотит; [Хотылев и др., 2019]);

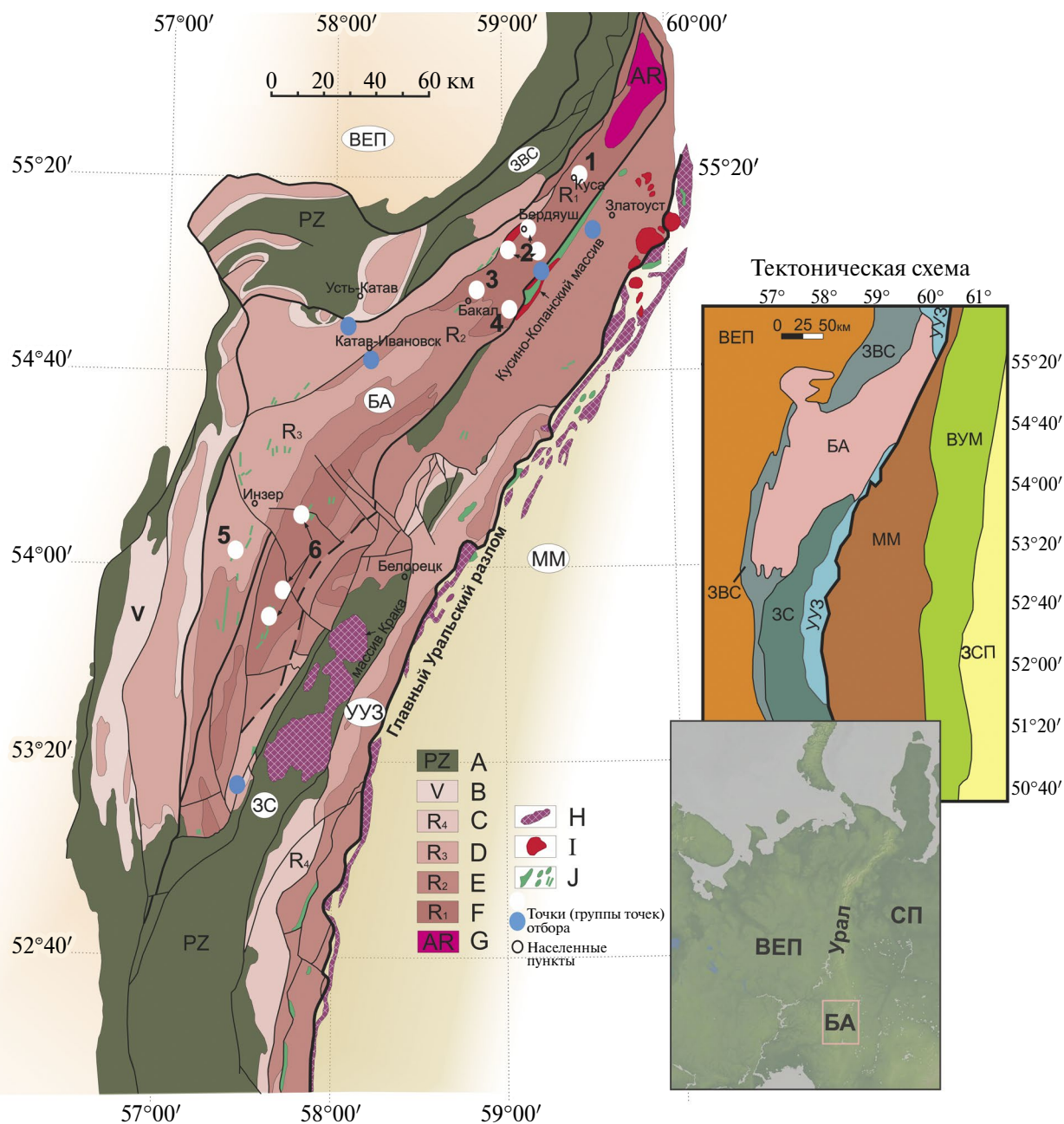


Рис. 1. Геологическая схема Юго-Западного Урала. Схема расположения Башкирского антиклинория на спутниковом снимке и в тектонической структуре Южного Урала. Схемы составлены согласно геологической карте и тектонической схеме в работе [Козлов и др., 2001], с уточнениями по работе [Пучков., 2010]), с упрощениями. Тектонические единицы: ВЕП – Восточно-Европейская платформа; ЗВС – Западно-Уральская зона внешней складчатости; БА – Башкирский антиклинорий; ЗС – Зилаирский синклиний; УУЗ – Уралтауско-Уфалейская зона (Уралтауский антиклинорий на юге и Уфалейский антиклинорий на севере); ММ – Магнитогорская мега-зона; ВУМ – Восточно-Уральская мегазона; ЗСП – Западно-Сибирская плита. Буквами А–J на геологической схеме обозначены: А – палеозойские нерасчлененные образования; В–F – осадочные отложения рифея и венда; G – архей-раннепротерозойские метаморфические комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы. Плутонические образования (H–J): H – ультрамафиты офиолитовых комплексов; I – интрузивы кислого состава; J – интрузивы основного состава; 1–6 – районы опробования (нумерация соответствует приведенной в тексте). Места отбора интрузивных тел (групп интрузивных тел), отнесенных к какому-либо из районов, обозначены белыми кружками, прочие точки отбора показаны синими кружками.

3. Дайка в районе пос. Бердяуш — 1349 ± 11 млн лет (U-Pb, SHRIMP II, циркон; [Khotylev et al., 2020]);

4. “Главная Бакальская дайка” в г. Бакал — 1385.3 ± 1.4 млн лет (U-Pb, ID TIMS, бадделит; [Ernst et al., 2006]);

5. Бердяушский массив образовался около 1370 млн лет, что определено многочисленными U-Pb датировками [Ронкин и др., 2016]. Возраст образования непосредственно фазы рапакививидных гранитов — 1369 ± 13 млн лет;

6. Кузино-Копанский массив 1385 ± 25 млн лет по цирконам (LA-ICPMS, [Краснобаев и др., 2006]).

Долериты и габбро-долериты кургасского комплекса (R_1/R_2), к которому авторы относят значительную часть отобранных объектов как на севере, так и на юге Башкирского антиклинория на основании соотношения с вмещающими стратифицированными породами и изотопных датировок, имеют офитовую, пойкилитовую и габбро-офитовую структуры, реже встречаются микрогаббро с мелкозернистой порфиоровидной структурой. Главные породообразующие минералы — клинопироксен и плагиоклаз, среди второстепенных минералов могут встречаться биотит и роговая обманка, оливин, ортопироксен, а также кварц и калиевый полевой шпат в виде гранофирового агрегата. Среди акцессорных минералов наиболее распространены апатит, магнетит, титаномagnetит, ильменит [Носова и др., 2012]. Во всех породах присутствуют вторичные изменения зеленосланцевой фации метаморфизма: хлоритизация, соссюритизация, частично альбитизация, местами развиваются агрегаты из хлорита, биотита и амфибола. В районе пос. Бердяуш дайки, прорывающие сам Бердяушский массив рапакививидных гранитов, изменены гораздо сильнее, чем интрузии, локализованные во вмещающих доломитах и мраморах саткинской свиты.

Габброиды инзерского комплекса, к которому авторы относят часть отобранных на юге БА объектов, прорывающих позднерифейские толщи и, возможно, часть северных интрузий, имеют долеритовую структуру, иногда такситовую текстуру за счет зон разной раскристаллизации. Главные породообразующие минералы — хлоритизированный, частично биотитизированный клинопироксен и соссюритизированный плагиоклаз, второстепенные или акцессорные — титаномagnetит, апатит [Хотылев, 2018].

Более подробный анализ петрографии и геохимии интрузивных тел Башкирского антиклинория

представлен в работах [Носова и др., 2012; Князев и др., 2013; Ковалев и др., 2013; Хотылев, 2018; Khotylev et al., 2020].

Известные датировки вторичных изменений, связанных, возможно, с региональным низкотемпературным метаморфизмом в Башкирском антиклинории, дают три группы возрастов. Часть датировок относятся к концу рифея-венда, другие датировки соответствуют середине палеозоя, и последняя группа — концу палеозоя. Помимо этого, есть также датировки относительно локально проявленных гидротермальных процессов, произошедших, однако задолго до палеозойской складчатости, в рифее и венде [Маслов и др., 2001; Пучков, 2010], не рассматриваемые здесь подробно.

1 кластер датировок: в работе [Краснобаев и др., 2006] приводится возраст низкотемпературных изменений габбро Кузино-Копанского массива (являющегося одним из объектов нашего исследования) — 651 ± 30 млн лет. Подобные возрастные рубежи характерны для гранитоидов Рябиновского и Губенского массивов, входящих в тот же среднерифейский Кузино-Копанский комплекс интрузивов [Краснобаев и др., 1970; Краснобаев, 1986].

2 кластер датировок: в районе р. Инзер (южные объекты исследования, районы 5 и 6) имеется Ag-Ag датировка для дайки относительно свежих долеритов 403 ± 17 млн лет [Эрнст и др., 2008]. В работе Пучкова и соавторов (2011) также приводятся палеозойские датировки (U-Pb, по цирконам) в интервале 435–455 млн лет как южных, так и северных интрузий Башкирского антиклинория. Этим датировкам в равной степени приписывается два возможных варианта интерпретации: возраст образования интрузий или возраст зеленосланцевого метаморфизма [Пучков и др., 2011].

3 кластер датировок: для силла, вскрытого непосредственно в Суранском карьере и также изучаемого в данной работе (относится к 6 району), имеется определение возраста закрытия изотопной системы полевого шпата из габброидов 298 ± 6 млн лет ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$; [Куртукова и др., 2022]), которое, вероятно, соответствует возрасту вторичных изменений. Для ямантауского комплекса габбродолерит-пикритовых даек, расположенного в южной части района опробования, есть датировки 284 ± 2 млн лет и 292 ± 2 (U-Pb, по цирконам, [Князев и др., 2013]). Первичные данные по датированию в работе не приведены. Поскольку другие магматические образования такого возраста на этой территории неизвестны, образование

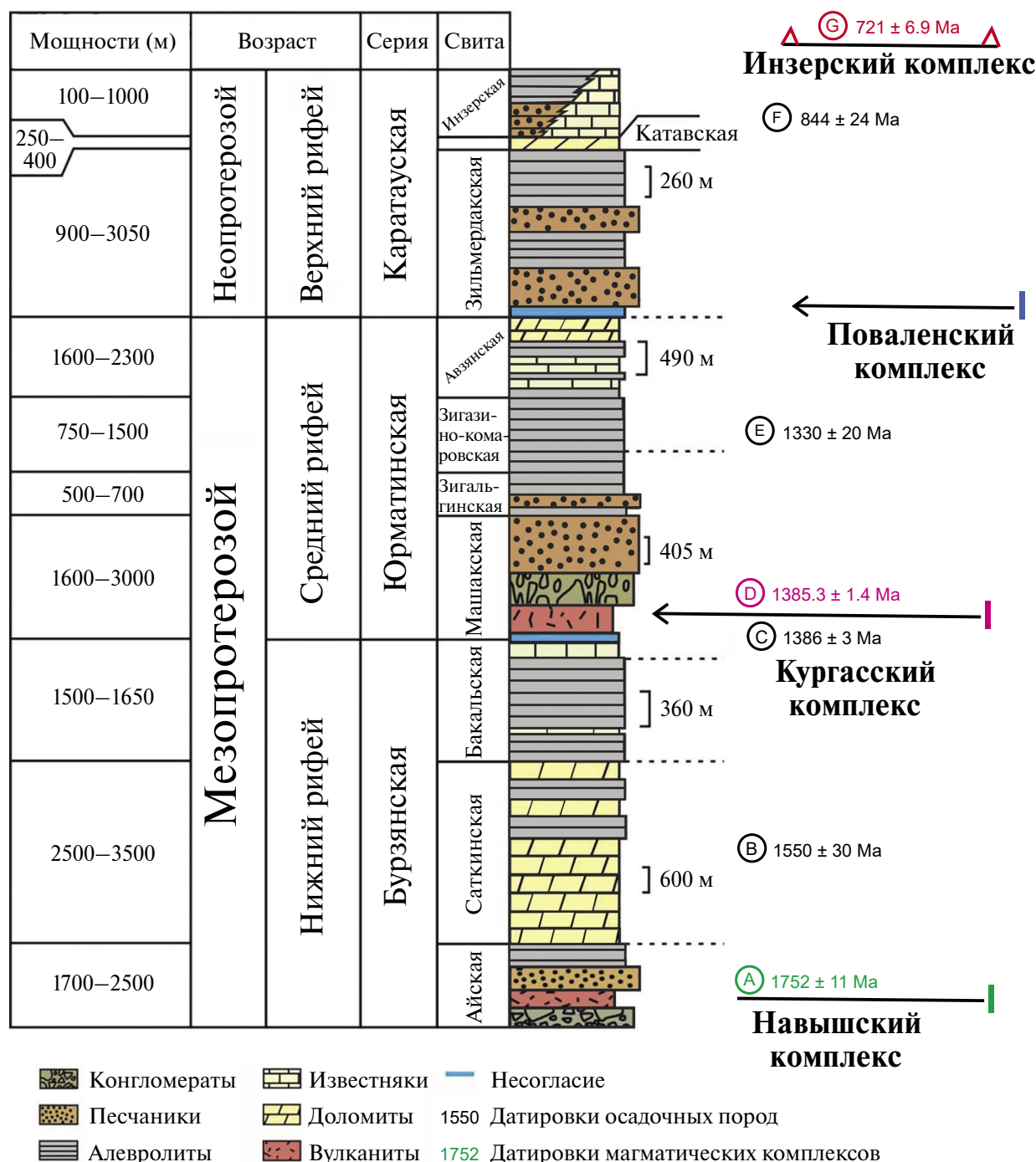


Рис. 2. Стратиграфическая колонка Башкирского антиклинария [Doyle et al., 2018] с дополнениями. Справа подписаны магматические комплексы, стрелкой показаны стратиграфические единицы, с которыми соотносят магматические комплексы по возрасту. Датировки: А – U-Pb по цирконам [Краснобаев и др., 2013]; В – Pb-Pb возраст карбонатов саткинской свиты [Кузнецов и др., 2008]; С – U-Pb по цирконам [Puchkov et al., 2013]; D – U-Pb, ID TIMS, по цирконам [Ernst et al., 2006]; E – Pb-Pb, фосфоритовые конкреции зигазино-комаровской свиты [Овчинникова и др., 2013]; F – Pb-Pb, карбонаты [Kuznetsov et al., 2017]; G – U-Pb, габброиды [Князев и др., 2013].

комплексов даек основного и ультраосновного состава не характерно для коллизионных обстановок, и в то же время на всей территории Башкирского антиклинария широко распространены

рифейские интрузии, сформировавшиеся в процессе рифтового магматизма, мы связываем эти позднепалеозойские датировки с возрастом вторичных изменений.

Таким образом, начальные стадии метаморфизма могли произойти еще в позднем рифее-венде (что описывается также в работах [Glasmacher et al., 2004; Пучков, 2010]). Помимо этого, есть еще два палеозойских кластера датировок — 403–455 млн лет и 284–298 млн лет.

МЕТОДИКА

Отбор ориентированных образцов для палеомагнитных исследований производился двумя способами: 1) вручную; 2) при помощи специального портативного бурового устройства. Ориентировка образцов в пространстве выполнялась с помощью магнитного компаса, с постоянным контролем возможного влияния сильно магнитных пород на стрелку компаса. Величина местного магнитного склонения рассчитывалась по модели IGRF (International Geomagnetic Reference Field, 13th Generation; http://www.geomag.bgs.ac.uk/data_service/models_compass/igrf_calc.html). Из каждого сайта было отобрано от 8 до 20 образцов. Общее количество ориентированных образцов, отобранных за четыре полевых сезона, составило около 1000 образцов.

Лабораторные палеомагнитные исследования и обработка результатов магнитных чисток выполнялись в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН. Все образцы были подвергнуты ступенчатой температурной чистке до полного размагничивания (8–17 шагов), которое достигалось в большинстве случаев при температурах 540–680°C, или до появления хаотической палеомагнитной записи, связанной с минеральными новообразованиями при температурной чистке. Для размагничивания образцов использовались немагнитные печи “MMTD-80” и “MMTD24” с величиной некомпенсированного поля не более 5–10 нТл. В ряде случаев для проверки дубли образцов подвергались чистке переменным полем. Остаточная намагниченность образцов измерялась при помощи спин-магнитометра JR-6 AGICO или криогенного магнитометра 2G Enterprises. Обработку измерений остаточной намагниченности выполняли при помощи пакетов программ Enkin [Enkin, 1994] и Remasoft [Chadima, Hroudá, 2006], использующих при выделении компонент намагниченности метод компонентного анализа согласно работе [Kirschvink, 1980]. Анализ полученных палеомагнитных данных производился с использованием статистики Фишера [Fisher, 1953]. Измерения зависимости магнитной восприимчивости от температуры проводились на каппометре MFK-1FA компании

AGICO с термоприставкой CS3, на воздухе со скоростью нагрева/охлаждения 11–13°C/мин, измерения производились на порошке измельченных образцов. Зависимости намагниченности насыщения и остаточной намагниченности насыщения от температуры $J_s(T)$ и $J_{rs}(T)$ измерялись на 1 см³ образцах на вибротермомагнитометре конструкции Ю.К. Виноградова. J_s измерялась в полях в диапазоне 450–520 мТл при скорости нагрева/охлаждения 1°C/сек. J_{rs} создавалась в поле величиной 1 Тл, скорость нагрева/охлаждения — 1°C/с.

Измерения проводились на оборудовании Центра коллективного пользования “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, в рамках гос. задания № 0144-2019-0006.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе компонентного анализа намагниченности речь будет идти о выделенной в 46 из 83 сайтов (в случае маломощных тел, как правило, 1 сайт = 1 интрузивное тело, в случае мощных тел, таких как Главная Бакальская дайка, в одном интрузиве отбираются несколько сайтов в разных частях) высоко- или среднетемпературной компоненте, которая имеет юго-западные склонения, умеренные наклонения и обратную полярность, и в большинстве изученных интрузий является единственной стабильной компонентой намагниченности. Помимо этого, выделяется низкотемпературная компонента, которая подробно рассматриваться не будет. Ее направления нередко близки к современному магнитному полю, эта компонента разрушается примерно к 250–300°C и, вероятно, является следствием вязкого подмагничивания в современном магнитном поле. Предварительные результаты для рифейских интрузивных тел северной части Башкирского антиклинория были опубликованы в статье [Латышев и др., 2019].

Для сравнения разных районов БА и оценки относительных тектонических движений отдельных блоков внутри Башкирского антиклинория тела с выделенной стабильной компонентой были объединены в шесть разных групп в соответствии с их географическим положением и положением относительно крупных разрывных нарушений (согласно Геологической карте [Козлов и др., 2001], рис. 1).

При оценке качества магнитной записи мы считаем запись хорошей, если компоненту

можно однозначно выделить по прямой на диаграмме Зийдервельда (значения MAD, максимального углового отклонения, $\sim 10^\circ$ и меньше) и соответствующей тесной группе точек на стереограмме, отсутствуют новообразования при ступенчатой температурной чистке, выделяемая компонента является единственной стабильной в образцах. Плохой мы считаем запись, когда сигнал хаотичен, значения MAD значительно превышают 20° , запись плохо интерпретируемая, происходят изменения в процессе температурной чистки. Промежуточные варианты мы обозначаем как среднее качество палеомагнитного сигнала.

В самых северных районах (близ г. Куса и пос. Бердяуш, районы 1 и 2 на рис. 1) качество палеомагнитной записи варьирует преимущественно от среднего до хорошего и очень хорошего (рис. 3., в образцах, отобранных из интрузий

около г. Куса качество записи хуже, чем в образцах из интрузий рядом с пос. Бердяуш). В районе г. Куса выделяется компонента намагниченности, размагничивающаяся при $300\text{--}615^\circ\text{C}$. Наиболее стабильная палеомагнитная запись отмечена в интервале до $560\text{--}580^\circ\text{C}$. В объектах рядом с пос. Бердяуш компонента выделяется, начиная с температур 300°C (и выше) и полностью размагничивается при $600\text{--}640^\circ\text{C}$. В одной из даек (сайт 16-6) вместе встречаются средне-рифейская высокотемпературная компонента с ЗЮЗ склонениями и низкими наклонениями (подробно описанная в статье [Латышев и др., 2019]) и среднетемпературная компонента с ЮЗ склонениями, обсуждаемая в этой статье.

Для расчета среднего палеомагнитного направления по району г. Куса (район 1, табл. 1) были использованы 3 интрузии (3 сайта), α_{95} в географической системе (современной, в нашем случае

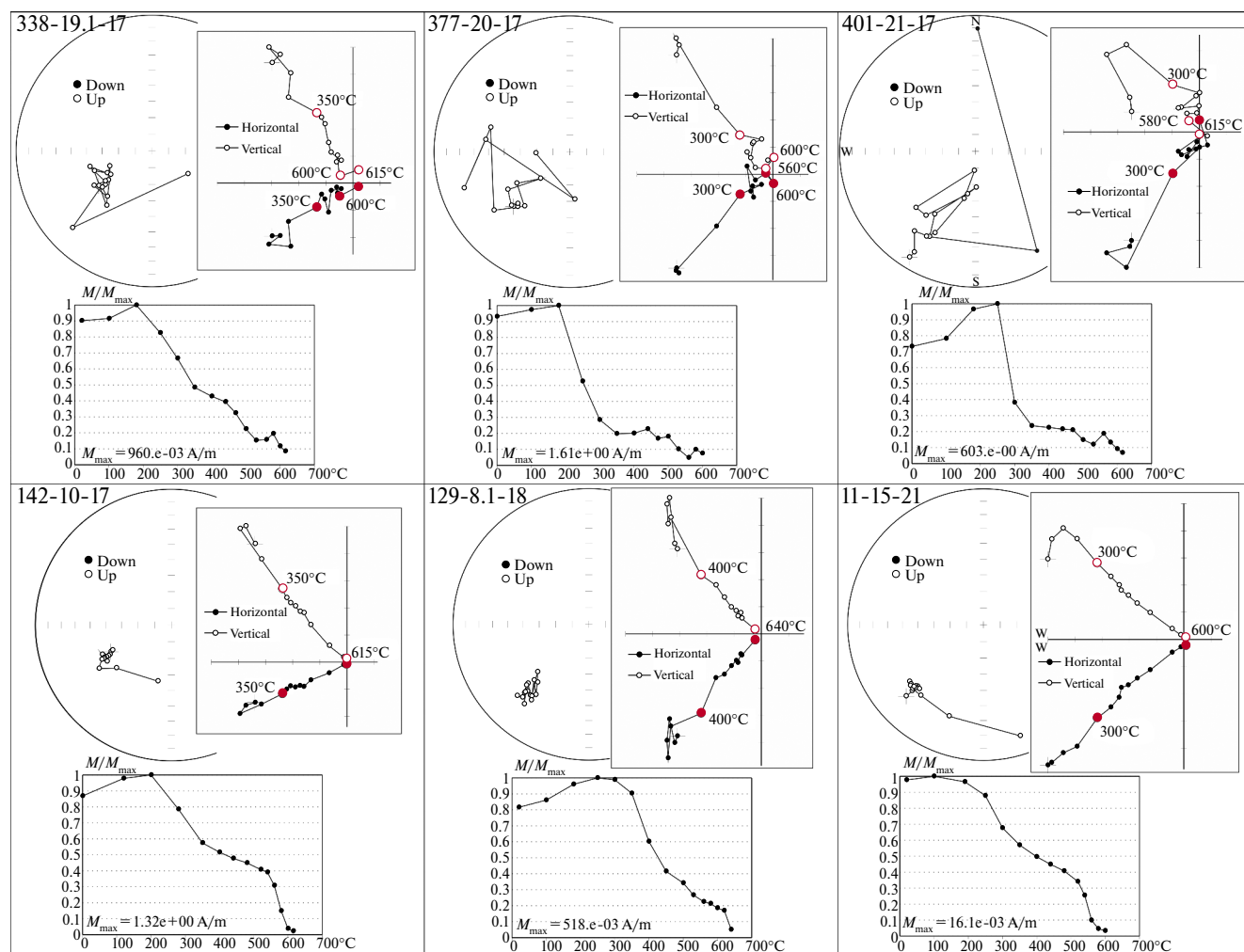


Рис. 3. Примеры результатов температурной чистки для образцов самых северных районов около г. Куса (верхний ряд) и пос. Бердяуш (нижний ряд).

постскладчатой) 10.1° , в стратиграфической системе (древней, с коррекцией по элементам залегания вмещающих пород) 16.4° . Среднее по району пос. Бердяуш (район 2, табл. 1) рассчитано по 11 интрузиям (10 сайтов, интрузии 13-17 и 14-17 объединены в один сайт, среднетемпературная компонента дайки 16-6 не вошла в расчет, так как в ней возможно частичное перекрытие спектра блокирующих температур среднетемпературной вторичной и высокотемпературной первичной компонент), α_{95} в географической системе 7.5° , в стратиграфической – 15.4° .

В центральной части Башкирского антиклинория, в районе г. Бакал (район 3 на рис. 1) и пос. Сибирка (район 4 на рис. 1), палеомагнитная запись нередко плохого качества, но встречается также хороший палеомагнитный сигнал (рис. 4). В объектах рядом с г. Бакал средне-высокотемпературная компонента с ЮЗ

склонениями выделяется в 11 сайтах. Она изолируется преимущественно при температурах $440\text{--}540^\circ\text{C}$; $580\text{--}615^\circ\text{C}$ (иногда до 680°C , в том числе в Главной Бакальской дайке). В районе пос. Сибирка компонента выделяется и при более низких температурах, начиная с 300°C . Для двух из пяти сайтов, отобранных в Главной Бакальской дайке, получены палеомагнитные направления с несколько более низкими наклонениями, чем у характерных для района. Среднее направление по району, рассчитанное с сайтами с более низкими наклонениями, статистически не отличается от рассчитанного без этих сайтов, так что они не исключались из дальнейших расчетов.

Расчет среднего палеомагнитного направления по району г. Бакал (район 3, табл. 1) производился по 6 интрузиям (10 сайтов, пять из них – 2.1_2.2 (2.1 и 2.2 объединены в один сайт),

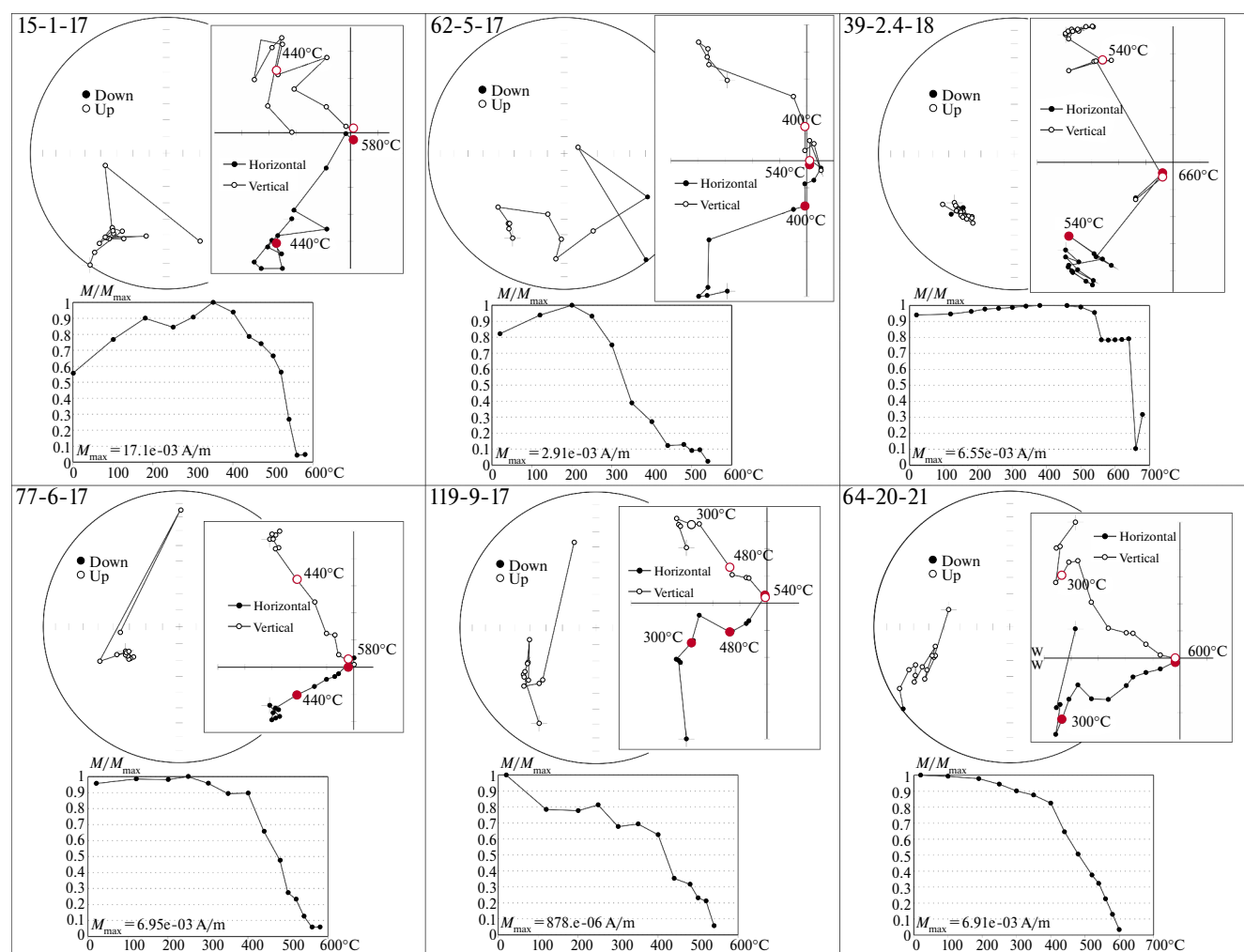


Рис. 4. Примеры результатов температурной чистки для образцов центральных районов около г. Бакал (верхний ряд) и пос. Сибирка (нижний ряд).

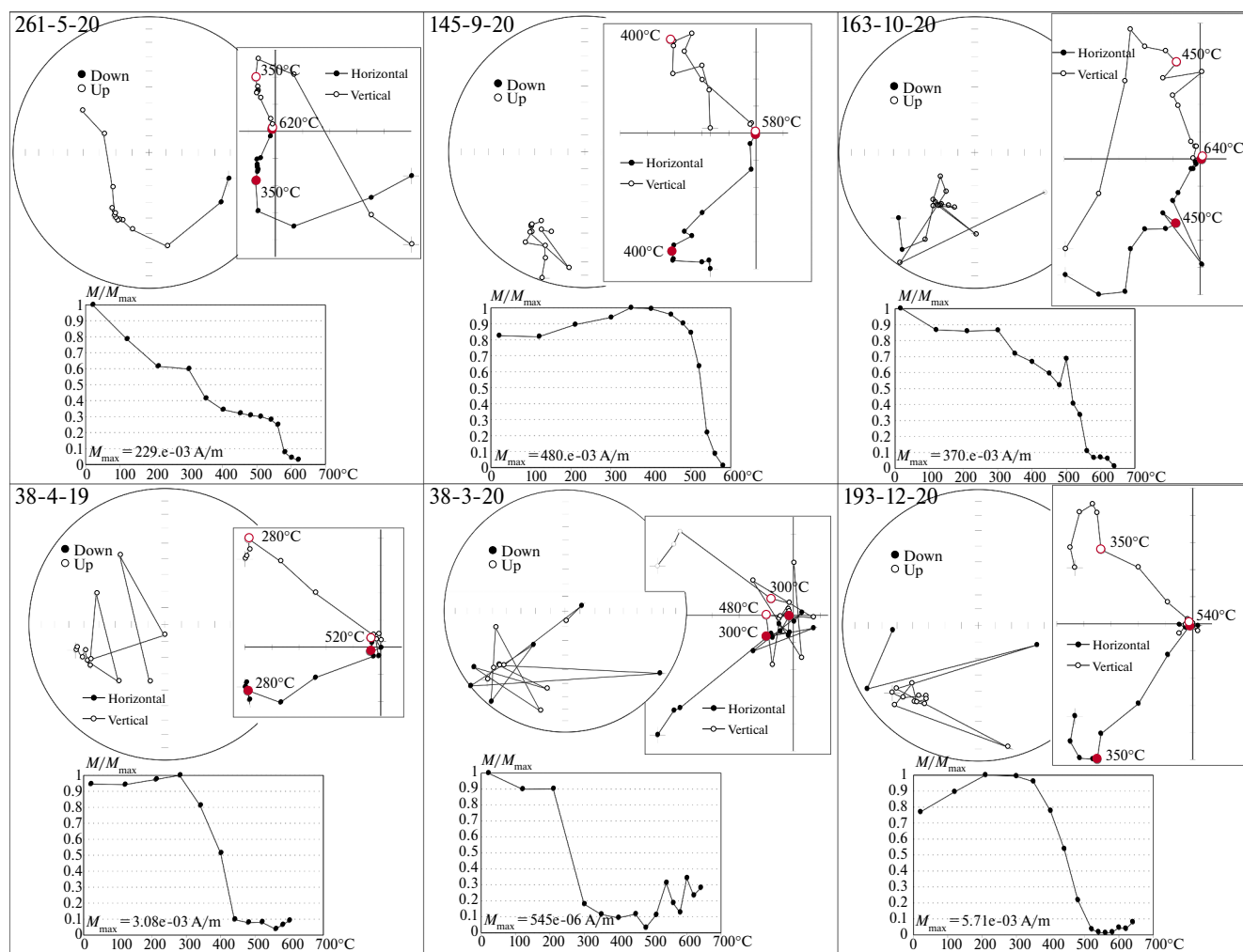


Рис. 5. Примеры результатов температурной чистки для образцов южных районов Инзерского синклиория (верхний ряд) и Ямантауского антиклиория (нижний ряд).

2.3, 2.4, 2.5, 3-18 — отобранные из Главной Бакальской дайки; для сайтов 1-17 и 4-17 использовались значения стратиграфической системы, поскольку именно в стратиграфической системе эти сайты имеют характерные для района склонения и наклонения, а в географической системе рассчитанные направления значительно отличаются от ожидаемых). Угол α_{95} в географической системе 8.7° , в стратиграфической — 17.6° . Для района пос. Сибирка (район 4, табл. 1) среднее по району направление было рассчитано по 6 интрузиям (6 сайтов), α_{95} в географической системе 8.8° , в стратиграфической — 20.9° .

В южных районах 5 (Инзерский синклиорий, 5 на рис. 1) и 6 (Ямантауский антиклиорий, 6 на рис. 1) не во всех образцах и сайтах удалось выделить стабильные компоненты намагниченности и рассчитать средние палеомагнитные направления из-за хаотичной неинтерпретируемой записи.

Однако в 9 сайтах, где стабильная компонента намагниченности выделяется, она также имеет ЮЗ склонения, обратную полярность и умеренные наклонения, а качество палеомагнитной записи среднее, иногда хорошее (рис. 5).

В районе 5, расположенном в Инзерском синклиории (табл. 1), характерная компонента связана с диапазоном температур $350\text{--}450\text{--}620\text{--}640^\circ\text{C}$ (иногда до $540\text{--}580^\circ\text{C}$, после чего начинается подмагничивание образцов или наблюдается хаотичная картина. Образцы из интрузивных тел Ямантауского антиклиория (район 6, табл. 1) чаще всего размагничиваются к температурам $520\text{--}560^\circ\text{C}$ (в сайте 3-20 уже к $480\text{--}510^\circ\text{C}$). Среднее для 5 района рассчитано по 4 интрузиям, α_{95} в географической системе 11.5° , в стратиграфической — 22.4° . Среднее для 6 района рассчитано по 5 интрузиям, α_{95}

в географической системе 5.7° , в стратиграфической — 66.6° .

Схожая палеомагнитная компонента была также выделена в единичных интрузиях, не отнесенных ни к одному из районов (рис. 1 синие точки) из-за своего удаленного географического положения и положения относительно крупных разрывных нарушений.

В дайке, вскрытой в карьере у трассы М5 к югу от г. Златоуст (сайт 25-21), палеомагнитная запись от неинтерпретируемой до хорошей, компонента с ЮЗ склонениями выделяется в диапазоне температур $250\text{--}520^\circ\text{C}/540^\circ\text{C}$ (иногда до $440\text{--}480^\circ\text{C}$), после чего образцы размагничиваются. Направления компоненты имеют более южные склонения по сравнению с большинством других сайтов.

В образцах, отобранных в Кусино-Копанском массиве (на севере Башкирского антиклинория), палеомагнитная запись хорошая, устойчивая компонента относится к диапазону температур $420\text{--}620^\circ\text{C}/640^\circ\text{C}$, однозначно выделяется в одном из двух отобранных сайтов (сайт 4-18), где имеет немного более низкие наклонения по сравнению с другими направлениями района. Во втором сайте направления распределяются по дуге большого круга, что, возможно, связано с перекрытием спектров деблокирующих температур с низкотемпературной вязкой компонентой.

В образцах из интрузивного тела к югу от г. Усть-Катав (сайт 17-21) палеомагнитная запись преимущественно хорошая. Характерная компонента выделяется преимущественно в диапазоне температур $300\text{--}580^\circ\text{C}$ (образцы размагничиваются к $540\text{--}580^\circ\text{C}$).

В интрузивном теле, вскрытом на южной окраине г. Катав-Ивановск (сайт 16-21), палеомагнитная запись от плохой до средней. Устойчивая компонента относится преимущественно к диапазону температур $250\text{--}480^\circ\text{C}$. Направления компоненты в географической системе отличаются от таковых в других изученных интрузиях, но в стратиграфической системе соответствуют ожидаемым, что является свидетельством локальных складчатых деформаций после перемагничивания.

В интрузивном теле к юго-западу от массива Крака (сайт 6-19), палеомагнитная запись средняя, иногда плохая. Компонента намагниченности относится в основном к промежутку температур $440\text{--}600^\circ\text{C}$. Часто в образцах палеомагнитные направления распределены вдоль дуги большого круга. Направление имеет несколько

более южные склонения в сравнении с направлениями в других изученных районах.

В целом, в изученных телах запись магнитного сигнала как плохого или среднего качества (чаще на юге), так и хорошего. В южных объектах (районы г. Бакал, пос. Сибирка, Инзерский синклиний и Ямантауский антиклинорий) хаотическая запись встречается чаще, чем в северных. Плохая запись в районах г. Бакал и пос. Сибирка может быть обусловлена тем, что они находятся в Бакальском рудном поле месторождений. Наилучшее качество палеомагнитной записи чаще всего встречается в объектах района пос. Бердяуш. Хотя характер записи может быть разным, тем не менее, компонента обратной полярности, имеющая ЮЗ склонения и преимущественно умеренные наклонения выделяется в интрузивных телах всего Башкирского антиклинория и захватывает примерно одинаковый диапазон как средних, так и высоких температур, начиная с $350\text{--}400^\circ\text{C}$ (реже с 250°C — на юге). При этом наиболее стабильно компонента выделяется до $540\text{--}560^\circ\text{C}$, после чего нередко начинается подмагничивание или новообразование магнитных минералов. Большинство средних по сайтам направлений лежат более кучно в географической системе координат, чем в стратиграфической (рис. 7). α_{95} для средних по районам направлений в географической системе в четырех районах меньше 10° (районы 2, 3, 4 и 6), для двух районов незначительно превышают 10° ($\alpha_{95} = 10.1^\circ$ и 11.5° для районов 1 и 5 соответственно; табл. 1). В связи с этим мы считаем выделенную компоненту постскладчатой, а дальнейшие расчеты проводились в географической системе координат.

Палеомагнитные направления, рассчитанные нами, в целом попадают в область направлений позднепалеозойской компоненты на Южном Урале, неоднократно выделявшихся ранее [Комиссарова, 1970; Данукалов и др., 1982; Шипунов, 1993; Свяжина и др., 2003; Иосифиди и др., 2012; Голованова и др., 2017; 2022] (рис. 14).

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

По кривым зависимости магнитной восприимчивости от температуры ($K(T)$) и намагниченности насыщения от температуры ($J_s(T)$) изученные объекты можно разделить на две достаточно отчетливо отличающиеся группы (рис. 12 и рис. 13), связанные также с географическим положением объектов — северная и центрально-южная группы. Такое разделение объектов по петромагнитным свойствам соответствует

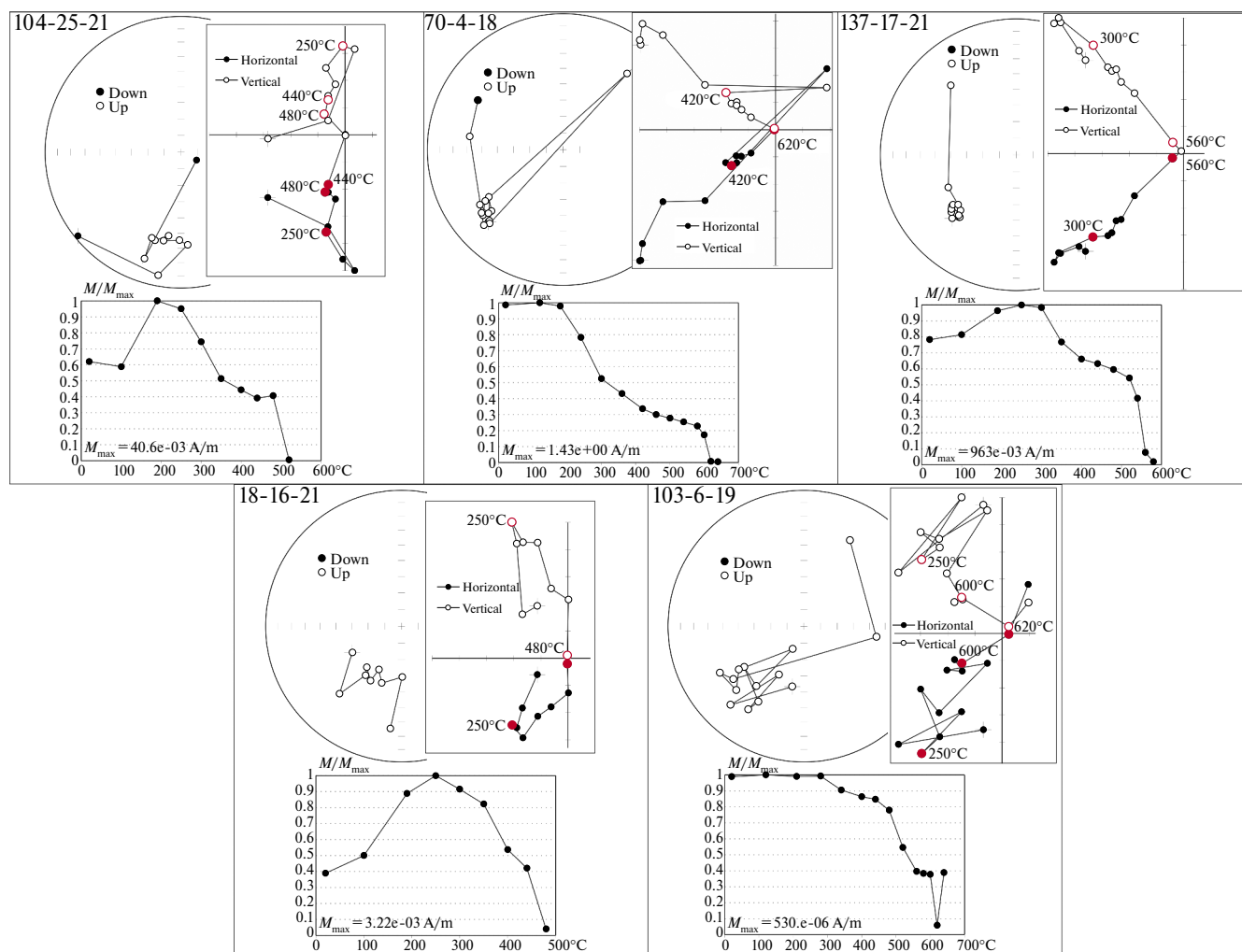


Рис. 6. Примеры результатов температурной чистки для образцов из интрузий, не отнесенных ни к одному из районов.

разному качеству палеомагнитной записи в северных и южных районах.

Северные объекты (районы г. Куса, пос. Бердяуш)

В северных объектах с позднепалеозойской компонентой (г. Куса (район 1) и пос. Бердяуш (район 2)) на кривых нагрева $K(T)$ четко выделяется магнетит — по резкому спаду магнитной восприимчивости в районе 580°C (точка Кюри магнетита), иногда с ярко выраженными пиками Гопкинсона — резким возрастанием магнитной восприимчивости перед точкой Кюри (рис. 8). Последнее, возможно, связано с вариациями доменного состава, хорошо проявленный высокий узкий пик Гопкинсона соотносят с преобладанием однодоменных зерен (несколько более широкий пик Гопкинсона) или малых многодоменных (более узкий пик Гопкинсона) зерен [Dunlop, 1974]. В образце 134-8.1-18 (район

пос. Бердяуш, рис. 8) нет такого ярко выраженного пика Гопкинсона, вероятно магнетит здесь представлен более крупными многодоменными зернами [Dunlop, 1974].

Также на кривых нагрева $K(T)$ иногда выделяется окисленный или частично окисленный титаномагнетит по подъему в районе 200°C и спаду в районе 300–400°C градусов (рис. 8). Возрастание магнитной восприимчивости в районе 200°C также может объясняться спадом напряжений, связанных с изначальным наличием тонких пленок окисления на поверхности магнетита — маггемитизацией [Большаков, 1987; Нагата, 1965]. Спад в районе 300–400°C при этом указывает на точку Кюри титаномагнетита [Нагата, 1965]. После прохождения точки Кюри магнетита, кривые охлаждения не повторяют вид кривых нагрева. При такой форме тип кривых нагрева–охлаждения называется необратимым и свидетельствует о неустойчивости

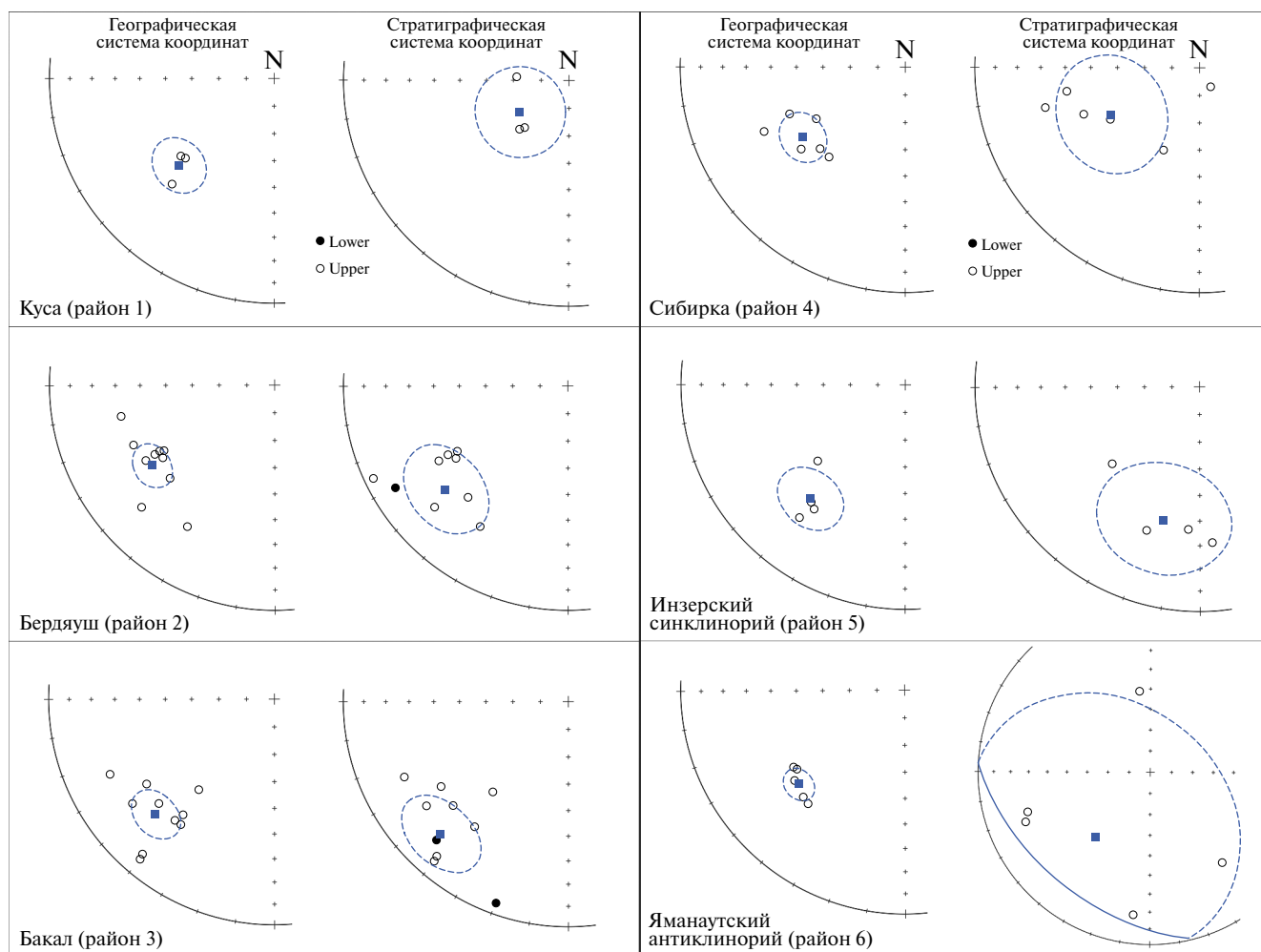


Рис. 7. Средние по сайтам направления в стратиграфической (доскладчатой в этом случае) системе координат и географической (постскладчатой в этом случае) системе координат для каждого района. Квадратами и пунктирными кругами показаны средние по районам и доверительный интервал для них.

минерала к нагревам [Нагата, 1965]. Этот факт может указывать на то, что титаномагнетит в изучаемых образцах частично окислен с образованием титаномаггемита и/или изменяется в процессе нагрева (что означает изменения и при термочистке).

Помимо этого, на кривых $K(T)$ виден “хвост” после 600°C (рис. 8). Такой “хвост” может быть просто частью парамагнитной компоненты, либо указывать на наличие гематита, который мог как изначально присутствовать в породе, так и образоваться при нагреве за счет окисления маггемита или магнетита.

Для проверки данных, полученных по кривым $K(T)$, сравним их с кривыми $J_s(t)$ для образцов из тех же тел.

На кривых $J_s(T)$ также выделяется магнетит, в большинстве случаев стабильный к нагревам, и в ряде случаев титаномагнетит по

спаду в районе $300\text{--}400^{\circ}\text{C}$. Слабый пик в районе 200°C может быть также связан со спадом напряжений и соответствовать поверхностной маггемитизации (рис. 8; [Большаков, 1987; Нагата, 1965]).

Центральные и южные объекты (районы г. Бакал, пос. Сибирка, Инзерского синклинария и Ямантауского антиклинария)

Начиная с объектов Бакальского района и дальше на юг вид петромагнитных кривых $K(T)$ и $J_s(T)$ меняется — это вторая группа по петромагнитным свойствам (виду кривых $K(T)$ и $J_s(T)$). На кривых нагрева $K(T)$ магнитная восприимчивость почти не меняется до точки Кюри магнетита, где восприимчивость падает. На кривых охлаждения регистрируется сильный рост магнитной восприимчивости после остывания ниже 580°C , что, по-видимому, означает

Таблица 1. Среднесайтовые направления позднепалеозойской компоненты районов и средние по районам направления

№ п.п.	Номер сайта	Координаты сайта	N	D_G	I_G	D_S	I_S	K	α_{95}
Район 1 (г. Куса)									
1	19.1-17	N55° 19' 19.07" E59° 26' 36.97"	13	229.8	−44.8	224.3	−64.6	12.5	12.2
2	20-17	N55° 24' 24.16" E59° 27' 32.10"	5	223.6	−34.5	272.4	−71.2	17.4	18.8
3	21-17	N55° 21' 27.10" E59° 30' 13.60"	4	227.7	−45.6	222.2	−66.3	40.5	14.6
Среднее направление по району 1 (г. Куса)									
“Куса”			3	226.9	−41.7			149.1	10.1
“Куса”			3			236.4	−68.9	57.7	16.4
Район 2 (пос. Бердяуш)									
1	10-17	N 55° 09' 23.51" E 59° 07' 41.44"	14	246.6	−32.1	239.2	11.6	36.5	6.7
2	13 + 14-17	N 55° 09' 14.2" E 59° 08' 19.9" N 55° 09' 12.6" E 59° 08' 13"	11	258.1	−30.9	244.2	−4.3	51.5	6.4
3	8-18	N 55.09591° E 59.02236°	14	227.3	−20.4	227.3	−20.4	29.4	7.5
4	9.1-18	N 55.14517° E 59.15720°	17	238.8	−42	238.8	−42	18.3	8.6
5	9.2-18	N 55.14517° E 59.15720°	4	236.5	−40.1	236.5	−40.1	205.5	6.4
6	10-18	N 55.14596° E 59.15742°	5	211.6	−26.5	211.6	−26.5	171.7	5.9
7	11-18	N 55.14629° E 59.15915°	7	239.6	−38.1	239.6	−38.1	25.1	12.3
8	16-6МТ*	N 55.12830° E 59.12668°	7	229.2	−38.6	324.8	−51.8	57.4	8
9	16-6НТ*	N 55.12830° E 59.12668°	9	254.9	−23.9	293.2	−30	27.6	10
10	15-21	N 55°09.141' E 59°08.342'	12	239.3	−33.7	239.3	−33.7	53.5	6.0
11	22-21	N 55°04.725' E 59°13.890'	10	228.0	−37.4	221.5	−33.3	108.0	4.7
12	23-21	N 55°06.664' E 59°20.044'	7	239.7	−40.5	174.3	−48.3	43.7	9.2
Среднее направление по району 2 (пос. Бердяуш)									
“Бердяуш”			10	236.3	−34.8			42.0	7.5
“Бердяуш”			10			229.1	−29.0	10.8	15.4
Район 3 (г. Бакал)									
1	1-17	N 54° 56'58.8" E 58° 47'58.8"	15	212.4	−18.2	216.3	−30.6	71.1	4.6
2	2-17	N 54° 57'22.9" E 58° 52'53.9"	8	218.9	−30.5	223.3	15.8	10.0	18.4
3	4-17	N 54° 55'05.6" E 58° 50'55.3"	14	246.0	−4.7	235.7	−32.1	14.6	10.8
4	5-17	N 54°55'45.53" E 58° 54'14.67"	11	217.9	−34.4	199.6	4.9	28.8	8.7
5	1-18	N 54.9035° E 58.7429°	6	219.2	−46.0	219.2	−46.0	48.8	9.7

Таблица 1 (продолжение)

№ п.п.	Номер сайта	Координаты сайта	N	D_G	I_G	D_S	I_S	K	α_{95}
6	2.1_2.2-18	N 54° 54.423' E 58° 45.713'	8	219.7	−7.5	219.7	−7.5	41.8	8.7
7	2.3-18	N 54° 54.423' E 58° 45.713'	7	220.0	−10.1	220.0	−10.1	22.4	13.0
8	2.4-18	N 54° 54.423' E 58° 45.713'	11	227.4	−31.1	227.4	−31.1	33.9	8.0
9	2.5-18	N 54° 54.423' E 58° 45.713'	10	233.2	−22.4	233.2	−22.4	65.1	6.0
10	3-18	N 54° 54.6' E 58° 46.06'	15	244.8	−20.6	244.8	−20.6	21.8	8.4

Среднее направление по району 3 (г. Бакал)

“Бакал”	10	225.5	−26.8			31.7	8.7
“Бакал”	10			219.7	−19.9	8.5	17.6

Район 4 (пос. Сибирка)

1	6-17	N 54° 51' 20.6" E 58° 57' 38.3"	13	247.4	−43.8	247.4	−43.8	28.0	8.0
2	7-17	N 54° 55' 32.1" E 58° 59' 41.2"	3	225.5	−46.2	255.0	−29.8	86.6	13.3
3	8-17	N 54° 55' 44.3" E 58° 59' 22.8"	13	219.8	−46.2	150.1	−81.5	28.8	7.9
4	9-17	N 54° 55' 41.7" E 58° 58' 36.1"	9	231.2	−40.6	259.3	−39.9	53.3	7.1
5	7-19	N 54.8815° E 59.03313°	14	239.1	−52.1	239.1	−52.1	4.0	22.7
6	20-21	N 54° 57.743' E 58° 58.219'	11	244.9	−31.5	202.9	−56.7	60.2	5.9

Среднее направление по району 4 (пос. Сибирка)

“Сибирка”	6	235.0	−43.9			59.0	8.8
“Сибирка”	6			241.4	−53.1	11.2	20.9

Район 5 (Инзерский синклиорий)

1	6-20	N 54° 01' 02.6" E 57° 32' 12.5"	12	228.1	−46.7	228.1	−46.7	54.7	5.9
2	10-20	N 54° 08' 05.6" E 57° 30' 52.9"	14	218.0	−24.9	175.2	−30.3	15.9	10.3
3	9-20	N 54° 07' 38.5" E 57° 30' 33.4"	16	218.1	−32.9	184.4	−35.8	23.2	7.8
4	5-20	N 53° 59' 38.4" E 57° 35' 47.6"	10	215.7	−31.4	200.0	−31.8	21.1	10.8

Среднее направление по району 5 (Инзерский синклиорий)

“Инзерский синклиорий”	4	219.5	−34.0			64.3	11.5
“Инзерский синклиорий”	4			195.1	−37.7	17.8	22.4

Район 6 (Ямантауский антиклинорий)

1	4-19	N 53° 57' 11.16" E 57° 42' 45.36"	23	234.9	−39.2	251.0	−26.1	11.5	9.3
2	5-19	N 53° 54' 14.13" E 57° 38' 15.16"	12	233.2	−39.8	141.7	−32.5	9.1	15.2
3	12-20	N 54° 09' 57.3" E 57° 46' 03.5"	12	220.0	−33.3	352.5	−51.7	46.6	6.4

Таблица 1 (окончание)

№ п.п.	Номер сайта	Координаты сайта	N	D_G	I_G	D_S	I_S	K	α_{95}
4	2-20	N 53° 57' 14.2" E 57° 43' 49.9"	13	230.2	–36.2	247.3	–22.9	17.2	10.3
5	3-20	N 53° 56' 46.5" E 57° 41' 55.0"	6	223.1	–34.1	186.4	–16.9	120.2	6.1
Среднее направление по району 6 (Ямантауский антиклинорий)									
“Ямантауский антиклинорий”			5	228.1	–36.7			184.4	5.7
“Ямантауский антиклинорий”			5			219.6	–48.8	2.3	66.6
Не вошедшие в районы сайты									
Дайка к югу от Златоуста									
25-21		N 55°04.013' E 59°37.483'	11	204.2	–51.2	209.8	0.8	12.4	13.5
Кузино-Копанский массив									
4-18		N 55.01601° E 59.25692°	17	227.3	–16.3	227.3	–16.3	50.3	5.1
Интрузивное тело к югу от Усть-Катава									
17-21		N 54° 49.996' E 58° 11.180'	7	227.0	–24.7	227.0	–24.7	35.5	10.3
Интрузивное тело на южной окраине Катав-Ивановска									
16-21		N 54° 43.659' E 58° 12.575'	11	178.6	–53.0	230.9	–48.2	20.4	10.4
Интрузивное тело к юго-западу от массива Крака									
6-19		N 53.27653° E 57.52342°	18	202.9	–30.5	202.9	–30.5	9.6	11.8

Примечания: N – количество образцов/сайтов, по которым рассчитано направление; D_G – склонение в географической системе координат; I_G – наклонение в географической системе координат; D_S – склонение в стратиграфической системе координат; I_S – наклонение в стратиграфической системе координат; K – кучность; α_{95} – интервал доверия. Сайт 16-6 – дайка, где были выделены как вторичная, так и первичная компонента; МТ – среднетемпературная вторичная поздне-палеозойская компонента; НТ – высокотемпературная ранне-среднерифейская компонента.

сильные изменения, произошедшие в образцах в результате нагрева (рис. 9). Пик Гопкинсона практически отсутствует, и, вероятно, магнетит в этих объектах представлен преимущественно многодоменными зернами.

На кривых $J_s(T)$ большинства южных и центральных объектов виден только парамагнитный сигнал. Это может являться следствием того, что магнетит, который виден на кривых $K(T)$, образовался в процессе нагрева (рис. 9). Но, поскольку компонента намагниченности все же выделяется в этих объектах и при высоких температурах, а магнитная восприимчивость не растет или незначительно растет по мере нагрева, по-видимому, парамагнитный сигнал на кривых $J_s(T)$ связан с малой концентрацией магнетита, а также, вероятно, с большим количеством парамагнитных минералов (к которым

относятся и минералы, образующиеся при зеленосланцевом метаморфизме, такие, как, например, хлорит), “забивающих” сигнал ферромагнитной фракции.

Результаты измерения зависимостей $J_{rs}(T)$

На кривых зависимости остаточной намагниченности насыщения от температуры $J_{rs}(T)$ (рис. 10) не выделяется особых различий по районам. Сигнал достигает ноля в окрестности точки Кюри магнетита. Два спада в районе 200°C и 400°C соответствуют в общем одной фазе – окисленному или частично окисленному титаномагнетиту (спаду в точке Кюри титаномагнетита и спаду в точке Кюри более окисленной фазы титаномагнетита – окисление титаномагнетита может приводить к повышению его точки Кюри [Shcherbakov et al., 2019]). Спад кривой

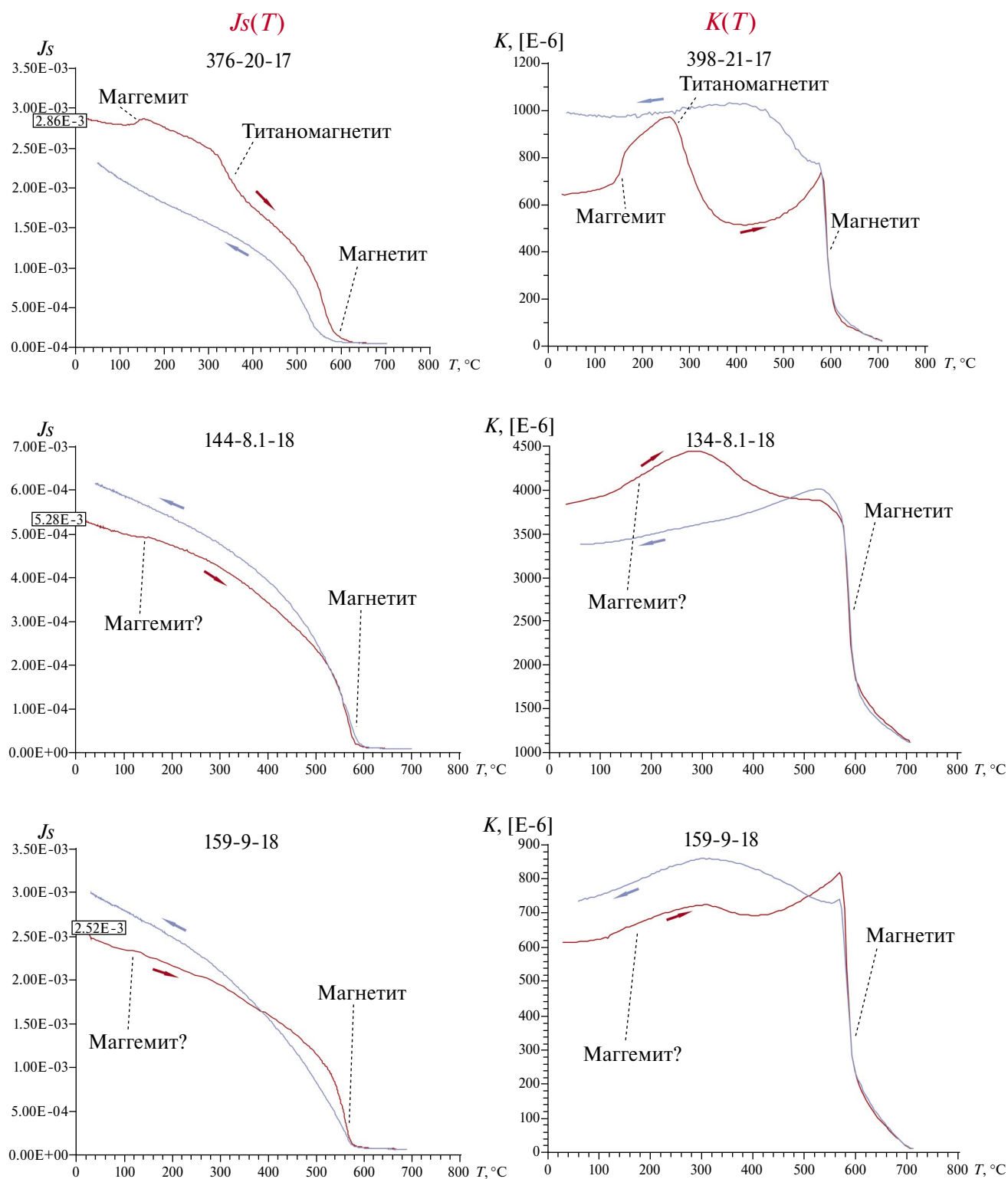


Рис. 8. Примеры кривых зависимости магнитной восприимчивости от температуры — $K(T)$; и кривых зависимости намагниченности насыщения от температуры — $J_s(T)$ для северных объектов. Кривые нагрева показаны красным цветом (со стрелкой вправо), кривые охлаждения — синим цветом (со стрелкой влево). В номере есть три цифры, первая обозначает номер образца, вторая — номер сайта, третья — номер года отбора. В случае, если последние две цифры совпадают, то измерения сделаны для одной и той же интрузии.

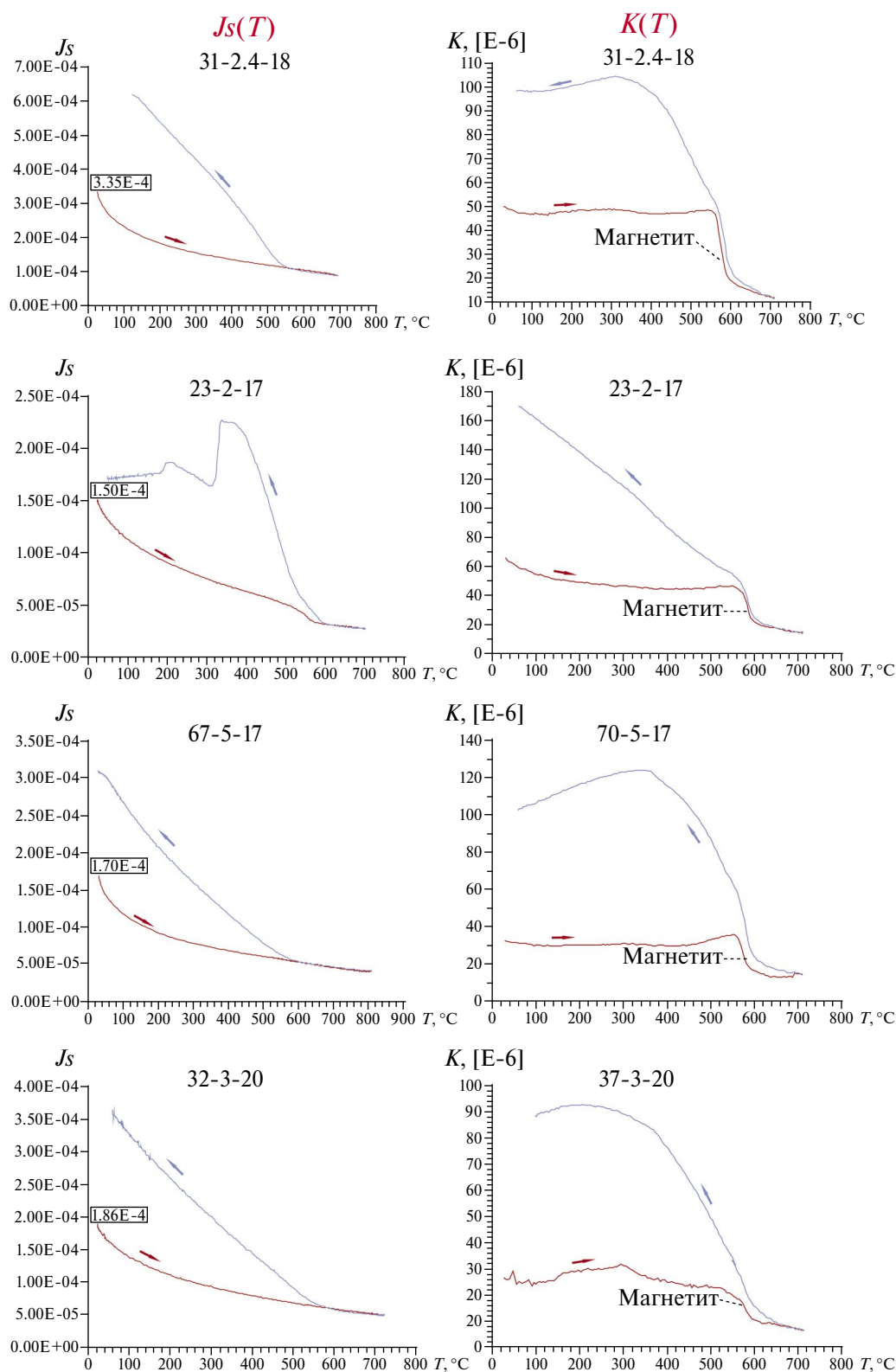


Рис. 9. Примеры кривых зависимости магнитной восприимчивости от температуры — $K(T)$; и кривых зависимости намагниченности насыщения от температуры — $J_s(T)$ для Бакальских и южных объектов (Инзерский синклиний и Ямантауский антиклинорий). Кривые нагрева показаны красным цветом (со стрелкой вправо), кривые охлаждения — синим цветом (со стрелкой влево). В номере есть три цифры, первая обозначает номер образца, вторая — номер сайта, третья — номер года отбора. В случае, если последние две цифры совпадают, то измерения сделаны для одной и той же интрузии.

в районе 200°C может также объясняться другой причиной — перераспределением вакансий в решетке поверхностно магнетитизированного магнетита и спадом внутренних напряжений [Большаков, 1987; Нагата, 1965].

Таким образом, результаты палеомагнитных исследований в целом подтверждаются петромагнитными исследованиями. Изучаемая компонента намагниченности выделяется при магнитных чистках на средних и высоких температурах (преимущественно 350–400–540–580°C), что соответствует выделенным при петромагнитных исследованиях магнитным минералам — магнетиту и титаномагнетиту. Разный характер петромагнитных свойств северных и южных объектов сопоставим с разным качеством палеомагнитной записи.

В северных районах (районы г. Куса и пос. Бердяуш) в магнитной фракции присутствует окисленный титаномагнетит и магнетит,

преимущественно устойчивый к нагреву (рис. 8; рис. 10). Зерна при этом могут быть как многодоменными, так и псевдооднодоменными.

В Бакальском районе и на юге Башкирского антиклинория в магнитной фракции на термокривых выделяется преимущественно магнетит (рис. 9, рис. 10), хотя, вероятно, есть также и титаномагнетит (о чем свидетельствуют и графики $J_{rs}(T)$, рис. 10, график 141-10-17), поскольку часть образцов при температурной чистке размагничивается при температурах меньше 580°C. За выделенную компоненту остаточной намагниченности скорее отвечают крупные многодоменные зерна.

Хотя в южных объектах кривые $J_s(T)$ показывают лишь парамагнитный сигнал, на кривых $K(T)$ всегда выделяется магнетит (рис. 9). Худшая палеомагнитная запись в южных объектах по сравнению с северными соотносится: а) со значительным вкладом парамагнитного

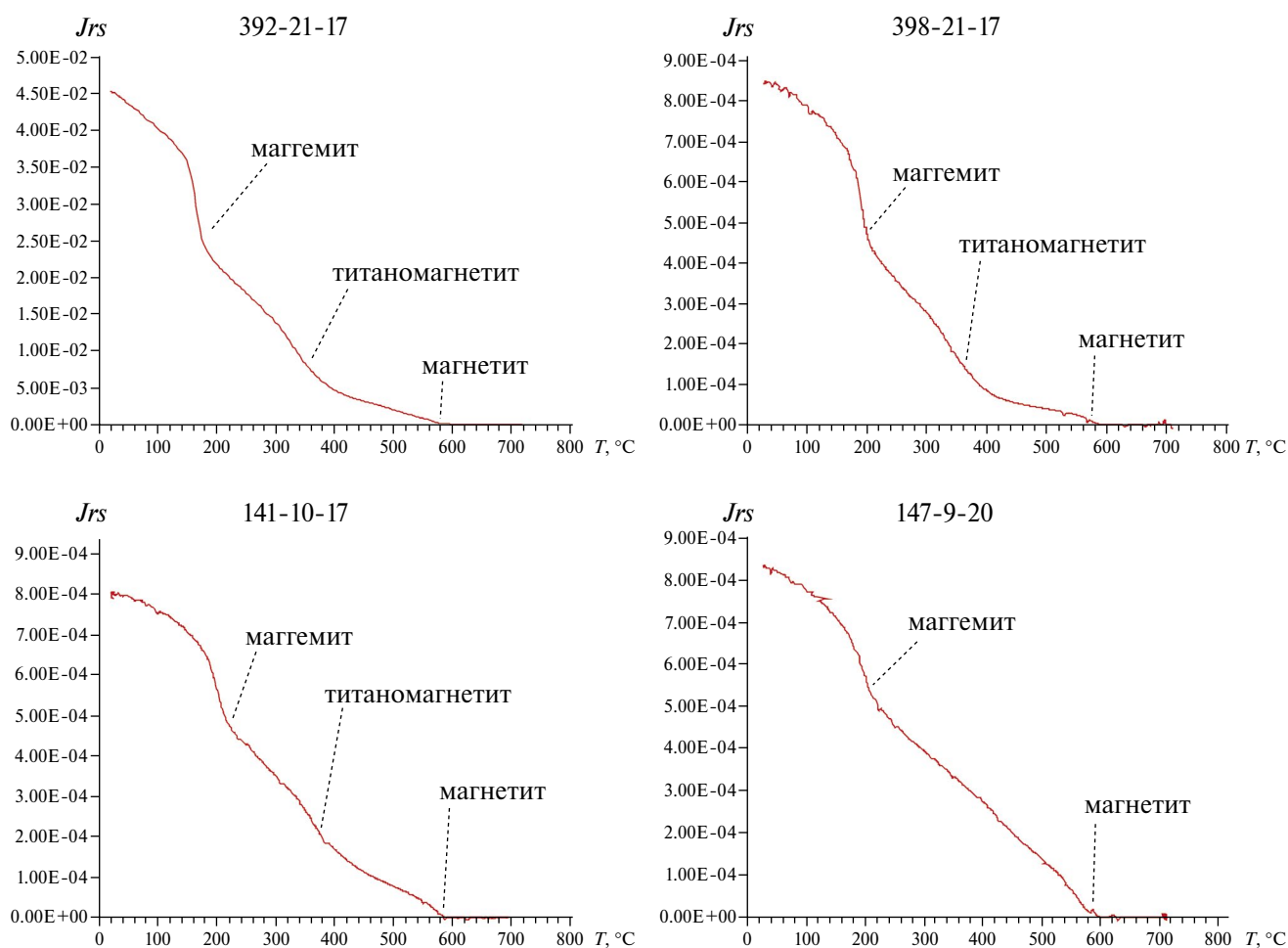


Рис. 10. Примеры кривых зависимости остаточной намагниченности насыщения от температуры — $J_{rs}(T)$ для объектов с позднепалеозойской палеомагнитной компонентой (два графика сверху — по объектам северной группы, два графика снизу по объектам южной группы).

сигнала (парамагнитный сигнал на графиках $J_s(T)$ южных объектов (рис. 9), значительная разница величины J_s в образцах северных и южных объектов); б) вероятно, с сохранностью намагниченности на многодоменных зернах в южных объектах, в отличие от северных объектов, где при измерении $K(T)$ отчетливо виден пик Гопкинсона, являющийся признаком наличия в составе однодоменных и/или псевдооднодоменных частиц (рис. 8, 342-19-17 и 159-9-18).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Относительный возраст позднепалеозойской компоненты

Как сказано в разделе “Результаты палеомагнитных исследований”, средние по сайтам палеомагнитные направления в стратиграфической системе координат имеют больший разброс, чем в географической (рис. 11). Географическая система координат современная, стратиграфическая — древняя, с поправкой на угол залегания вмещающих пород. Такая картина распределения направлений свидетельствует о том, что позднепалеозойская компонента — постскладчатая, то есть сформировалась после завершения основных складчатых деформаций на Южном Урале.

Однако направления, полученные по сайтам 1-17 и 4-17 Бакальского района (район 3, табл. 1), в географической системе координат отличаются от других позднепалеозойских направлений, и при этом в стратиграфической системе координат они близки к ожидаемым позднепалеозойским направлениям в географической системе. Это может указывать на тот факт, что в этом районе происходили деформации, приведшие к локальным изменениям залегания пород, уже после их перемангничивания.

Также имеют позднепалеозойские палеомагнитные направления именно в стратиграфической, а не в географической системе координат направления, полученные по одному из самых западных сайтов 16-21 (южная окраина г. Катав-Ивановск, табл. 1).

Средние направления по 6 районам (окрестности г. Куса, пос. Бердяуш, г. Бакал, пос. Сибирка, Инзерский синклиний и Ямантауский антиклинорий) в целом близки друг к другу в географической системе координат (рис. 12), иногда статистически неразличимы. Угловая разница между направлениями (табл. 2) меньше критического угла. Сравнение производилось в программе PMCALC [Enkin, 1994],

критический угол рассчитывался по методу, описанному в работе [Debiche, Watson, 1995]. Тем не менее, для некоторых районов средние направления значительно отличаются друг от друга. Наиболее отличаются ото всех остальных направления районов 2 и 3 (районы пос. Бердяуш, г. Бакал), которые находятся рядом в центральной и северной части Башкирского антиклинория. Однако и направления этих районов (2 и 3) не имеют статистических отличий от южных районов 5 и 6, которые, в свою очередь, не отличаются от самого северного района г. Кусы (район 1). Такое же распределение характерно и для полюсов, посчитанных для каждого района (табл. 2; табл. 3; полюс для района рассчитывался как среднее по виртуальным геомагнитным полюсам (ВГП) для каждого сайта района).

В целом, нет никакой очевидной закономерности в распределении направлений, к примеру, постепенного тренда изменения направлений от 1 к 6 группе с севера на юг (рис. 12), однозначного сходства северных или южных районов или их отличия друг от друга и т.п. Закономерное распределение могло бы указывать, например, на разворот блоков вокруг единого эйлера полюса или на постепенное движение фронта перемангничивания в каком-либо направлении. Поскольку очевидной закономерности не прослеживается, можно сделать вывод о примерно одновременном в геологических масштабах времени перемангничивании во всем Башкирском антиклинории.

Отличия средних палеомагнитных направлений по районам могут объясняться:

- 1) локальными тектоническими движениями блоков относительно друг друга;
- 2) несколько разным временем перемангничивания;
- 3) недостаточным осреднением вековых вариаций геомагнитного поля.

В целом, можно говорить о достаточно близком по времени преимущественно постскладчатом перемангничивании, связанным с процессами, затронувшими весь Башкирский антиклинорий, после чего значительных движений внутри него не происходило. Тем не менее, имеющиеся данные указывают на возможность локальных складчатых деформаций в отдельных районах и после перемангничивания.

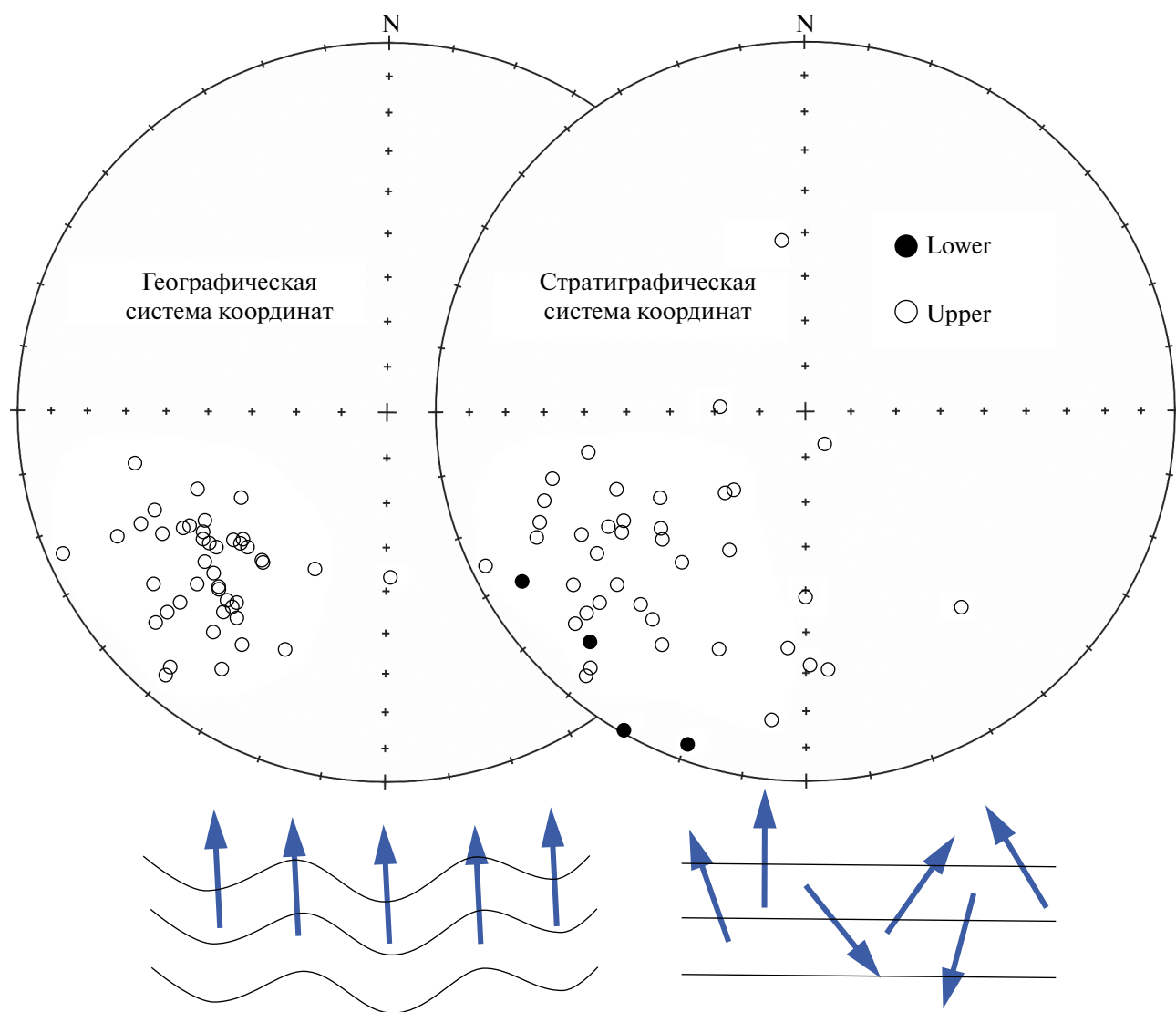


Рис. 11. Средние по сайтам направления в стратиграфической (доскладчатой в этом случае) системе координат и географической (постскладчатой в этом случае) системе координат.

Абсолютный возраст позднепалеозойской компоненты, расчет полюса

Палеомагнитный полюс, соответствующий позднепалеозойской компоненте (табл. 4), рассчитан по средним ВГП для каждого района $Plong = 171.6$, $Plat = 39.9$, $\alpha_{95} = 5.9$ (6 районов, 38 сайтов, без сайтов, не относящихся ни к одному из районов).

Для установления возраста полюса, рассчитанного по Башкирскому антиклинорию, мы сравнили его с полюсами, использованными [Torsvik et al., 2012] для построения кривой кажущейся миграции Стабильной Европы. Среди полюсов для стабильной Европы были отобраны наиболее близкие к полученному нами полюсу, возрасты выбранных полюсов

укладываются в промежуток времени преимущественно 280–312 млн лет, также есть два полюса, близких к рассчитанному, с возрастaми 275 и 260 млн лет (рис. 13). Среди наиболее близких были выбраны полюса, полученные по доступным в настоящий момент первичным данным (практически все, за исключением единичных публикаций, где первичные данные не приведены, либо доступ к самим публикациям отсутствует), среди последних были выбраны полюса, полученные с проведением полной палеомагнитной чистки, с $\alpha_{95} < 10^\circ$, надежным обоснованием возраста. После отбора остались 15 полюсов, лежащих в почти непрерывном (разница между полюсами ≤ 5 млн лет) временном диапазоне 280–301 млн лет и 1 полюс с возрастом

Таблица 2. Угловая разница между средними по районам палеомагнитными направлениями в географической системе координат

Углы между средними направлениями					
	1 “Куса”	2 “Бердяуш”	3 “Бакал”	4 “Сибирка”	5 “Инзерский синкл.”
1 “Куса”					
2 “Бердяуш”	$9.3^\circ \pm 7.6^\circ$				
3 “Бакал”	$14.4^\circ \pm 8.2^\circ$	$11.5^\circ \pm 8.3^\circ$			
4 “Сибирка”	$4.9^\circ \pm 8.0^\circ$	$8.2^\circ \pm 8.1^\circ$	$18.2^\circ \pm 8.7^\circ$		
5 “Инзерский синклиний”	$8.6^\circ \pm 8.8^\circ$	$13.1^\circ \pm 8.9^\circ$	$7.5^\circ \pm 9.4^\circ$	$14.8^\circ \pm 9.2^\circ$	
6 “Ямантауский антиклиний”	$3.9^\circ \pm 6.5^\circ$	$6.1^\circ \pm 6.6^\circ$	$9.4^\circ \pm 7.3^\circ$	$8.1^\circ \pm 7.1^\circ$	$6.4^\circ \pm 7.9^\circ$
Углы между средними полюсами					
	1 “Куса”	2 “Бердяуш”	3 “Бакал”	4 “Сибирка”	5 “Инзерский синкл.”
1 “Куса”					
2 “Бердяуш”	$9.4^\circ \pm 6.7^\circ$				
3 “Бакал”	$6.3^\circ \pm 6.5^\circ$	$9.8^\circ \pm 7.6^\circ$			
4 “Сибирка”	$11.0^\circ \pm 7.6^\circ$	$7.0^\circ \pm 8.5^\circ$	$15.6^\circ \pm 8.4^\circ$		
5 “Инзерский синклиний”	$4.4^\circ \pm 6.8^\circ$	$13.5^\circ \pm 7.8^\circ$	$5.8^\circ \pm 7.7^\circ$	$15.8^\circ \pm 8.6^\circ$	
6 “Ямантауский антиклиний”	$4.2^\circ \pm 6.4^\circ$	$4.2^\circ \pm 7.5^\circ$	$7.1^\circ \pm 7.3^\circ$	$7.0^\circ \pm 8.3^\circ$	$8.6^\circ \pm 7.6^\circ$

Примечание: В сочетании, например, $10^\circ \pm 9.3^\circ$, 10° — это угловая разница, 9.3° — критический угол. Сравнение производилось в программе PMCALC [Enkin, 1994], критический угол рассчитывался по методу, описанному в работе [Debiche, Watson, 1995].

260 млн лет (табл. 3, рис. 14). Полюс с возрастом 260 млн лет соответствует критериям надежности, но был исключен из итоговой выборки, поскольку значительно отличается возрастом от других выбранных, помимо этого он отличается своими палеокоординатами от близких к нему по возрасту (на что указывают и авторы, опубликовавшие полюс в статье [Bazhenov et al., 2008]). Наибольшее количество полюсов в итоговой выборке соответствует возрасту 285 млн лет (6 полюсов против 1–2 полюсов с каждым из других возрастов), однако это обусловлено изначально большим количеством полюсов возраста 285 млн лет. Таким образом, итоговое сравнение производилось с выбранными полюсами, соответствующими по возрасту 280–301 млн лет.

Полюс, полученный по Башкирскому антиклинию статистически не отличим (угловая разница $1.9^\circ \pm 5.1^\circ$) от среднего по 15 отобраным полюсам для стабильной Европы с возрастными 280–301 млн лет (табл. 4, рис. 14), что соответствует концу позднего карбона — ранней перми.

Также был рассчитан полюс по 43 сайтам Башкирского антиклиния (с учетом сайтов, не вошедших ни в один из районов) $Plong = 172.2$, $Plat = 39.4$, $\alpha_{95} = 3.5$. Полюс представляет собой среднее по всем ВГП от каждой точки. Полюс, рассчитанный с включением точек, не вошедших ни в один из районов и полюс, рассчитанный как среднее по районам, практически идентичны. Для сравнения с ТКМП Стабильной Европы использовался средний по районам полюс,

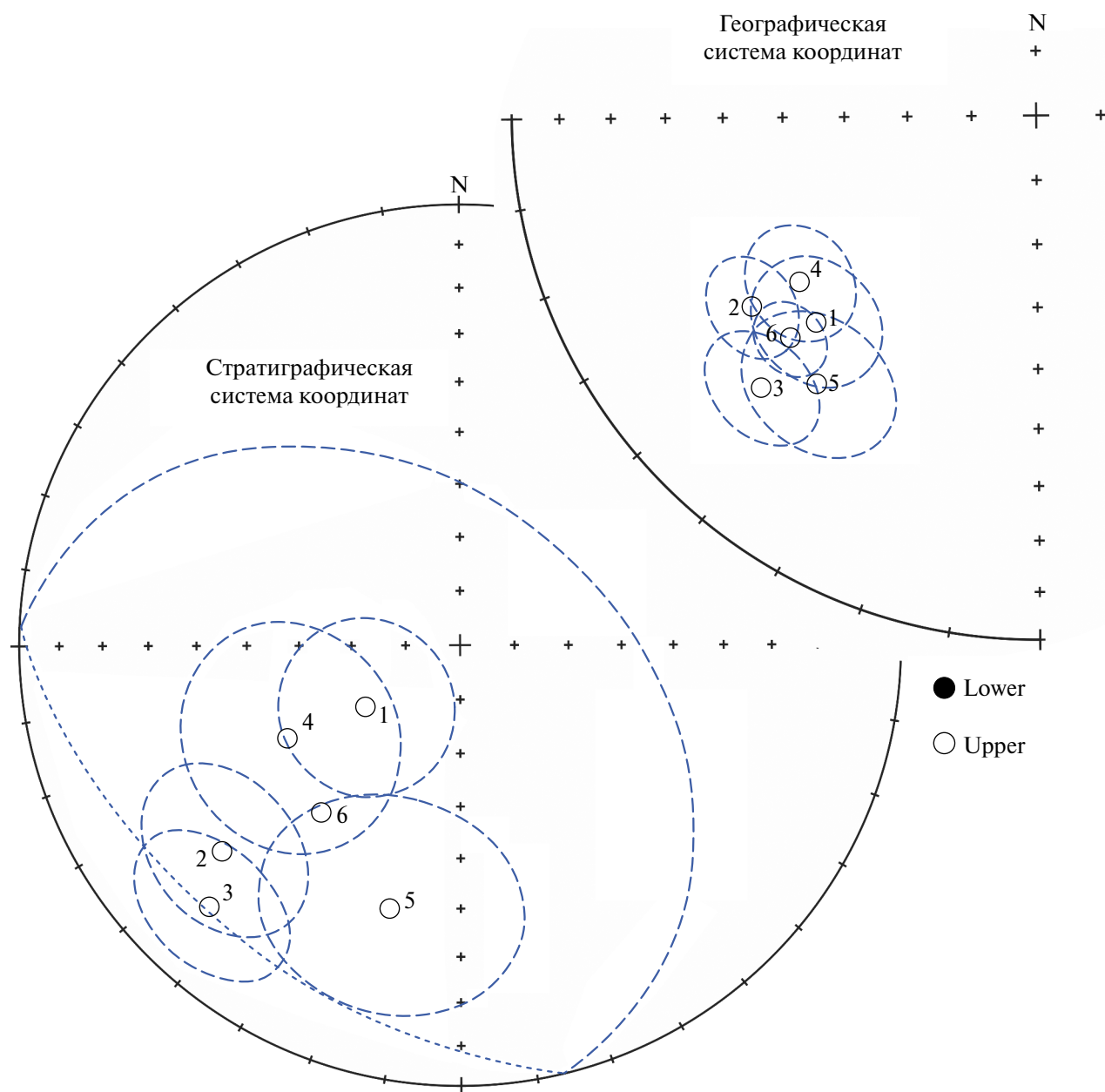


Рис. 12. Средние по районам палеомагнитные направления в стратиграфической системе координат и географической (постскладчатой) системе координат.

так как районы, содержащие множество сайтов, в любом случае, будут вносить в среднее больший вклад по сравнению с единичными точками, находящимися на значительном расстоянии от остальных интрузий и отделенными крупными разрывными нарушениями от всех районов.

Таким образом, позднепалеозойская компонента намагниченности сформировалась около 280–301 млн лет назад, после чего Башкирский антиклинорий не испытывал существенных горизонтальных смещений относительно Восточно-Европейской платформы. Кроме того, не

было значительных перемещений блоков внутри самого Башкирского антиклинория, однако, возможно, были локальные горизонтальные движения, а, по крайней мере, в Бакальском районе и западнее даже локальные складчатые деформации.

Выделенная позднепалеозойская компонента является вторичной, так как возраст образования изучаемых интрузивных тел – рифей. Тем не менее, есть датировки, полученные Ar-Ar и U-Pb методами, лежащие во временном диапазоне 284–298 млн лет, что мы интерпретируем

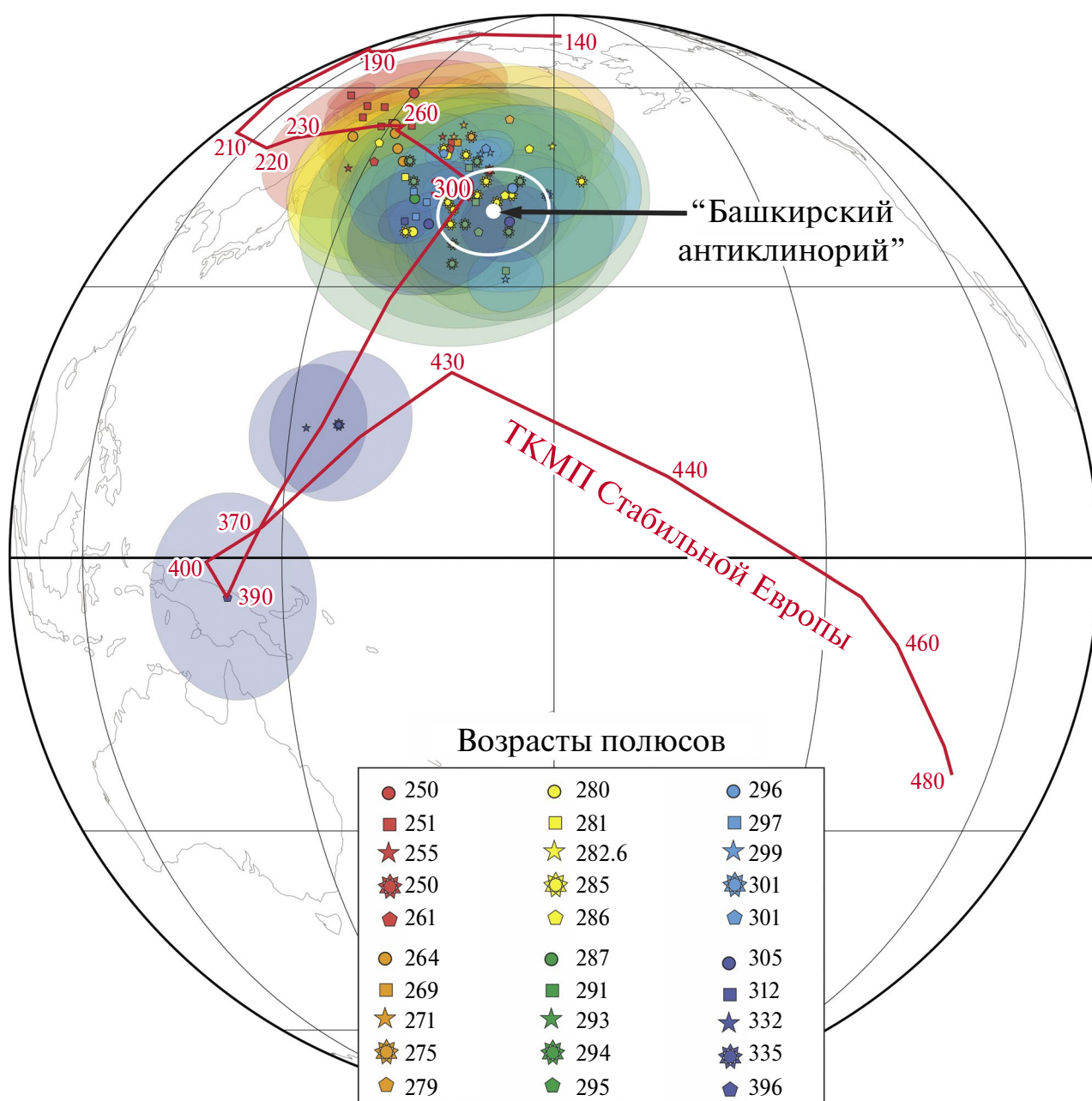


Рис. 13. Полюс, рассчитанный по 6 районам Башкирского антиклинория. Красная линия — отрезок ТКМП для Стабильной Европы с возрастом 480–140 (по работе [Torsvik et al., 2012]). Также нанесены все полюсы возрастного промежутка 250–396 млн лет (использовавшиеся в работе [Torsvik et al., 2012] для построения ТКМП Стабильной Европы) для наглядного отображения близости рассчитанного нами полюса к полюсам с возрастными около 280–312 млн лет (желто-сине-зеленая область).

как возраст вторичных низкотемпературных изменений — вероятно, возраст последнего этапа зеленосланцевого метаморфизма (подробнее в разделе “Геология района и объекты исследования”). Возрасты диапазона 284–298 млн лет хорошо согласуются с установленным возрастом полученной нами компоненты намагниченности. В то же время зеленосланцевый метаморфизм способен сыграть роль как при

термовязком, так и при химическом перематничивании, однако обсуждение этого вопроса может быть темой отдельной работы.

Полученные данные согласуются с предыдущими результатами [Levashova et al., 2013; Голованова и др., 2017; 2022] в части отсутствия вращения блоков Южного Урала относительно Восточно-Европейской платформы. Также по всему Южному Уралу, начиная от мегазоны Внешней

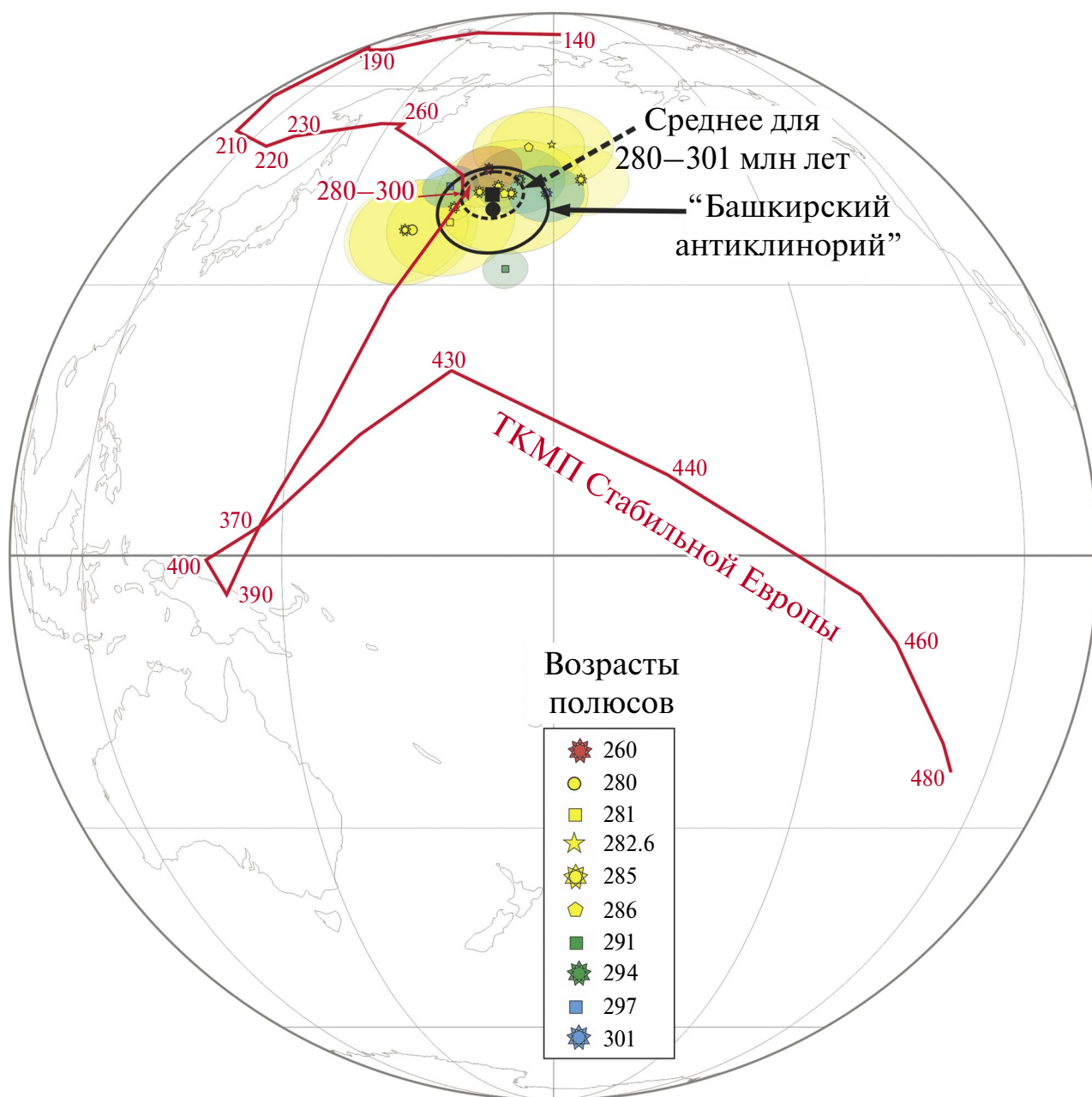


Рис. 14. Полюс, рассчитанный по 6 районам Башкирского антиклинория, и его сопоставление с отобранными полюсами для Стабильной Европы (использованными в работе [Torsvik et al., 2012] для ТКМП Стабильной Европы) с возрастом 280–301 млн лет (возраста приведены снизу на глобусе в рамке). Красная линия – ТКМП Стабильной Европы по работе [Torsvik et al., 2012].

складчатости и заканчивая Центрально-Магнитогорской зоной, совпадает время формирования вторичной компоненты, а в характере ее распределения не прослеживается очевидных закономерностей (рис. 15). Из этого можно сделать вывод, что в этой части Южного Урала вторичная компонента сформировалась повсеместно, примерно одновременно, и ее формирование связано с процессами, затронувшими в это время всю изученную территорию.

Палеозойская коллизия на Южном Урале и ограничение ее процессов во времени и пространстве по палеомагнитным данным

Процессы орогенеза на Южном Урале связывают с промежутком времени между поздним девонem и поздней пермью, хотя в ранней юре и в плиоцен-четвертичное время также происходило кратковременное возобновление активности вертикальных движений [Brown et al., 1997;

Таблица 3. Полюса для стабильной Европы, использовавшиеся в публикации [Torsvik et al., 2012] для построения траектории кажущейся миграции полюса Балтики в палеозое и рассчитанный полюс по 6 районам (38 сайтов) Башкирского антиклинория (в географической системе координат)

Объекты	<i>N</i>	Plong	Plat	α_{95}	Возраст, млн лет
Красноцветные терригенные породы западной части Предуралья Краевого прогиба [Bazhenov et al., 2008]	94	170.2	45.6	3.5	260
Риолиты Богемского массива, Германия [Thomas et al., 1997]	10	161	37	7	280
Щелочные интрузии Серны, Швеция [Smith, Piper, 1979]	19	166	38	6.9	281
Дайки трахитов, Украина [Yuan et al., 2011]	19	179.7	49.4	6.5	282.6
Вулканиды Центральноевропейского бассейна (север), Польша [Nawrocki, 1997]	10	174	42	8.1	285
Вулканиды Центральноевропейского бассейна (цент), Польша [Nawrocki, 1997]	54	172	43	3.2	285
Осадочные породы Центральноевропейского бассейна (север), Польша [Nawrocki, 1997]	29	184	44	5.1	285
Осадочные породы Центральноевропейского бассейна (центр), Польша [Nawrocki, 1997]	6	160	37	6.8	285
Горючие сланцы Крконоше, Чехия [Krs et al., 1992]	50	166.2	40	1.8	285
Осадочные породы бассейна Лодев, Франция [Mefwbet, Guillaume, 1988]	65	169.4	42.2	2.2	285
Риолиты Шварцвальда, Германия [Edel, Schneider, 1995]	18	173	42	1	286
Вулканиды Шварцвальда, Германия (пересчитан в работе [Torsvik et al., 2012] по данным работы [Konrad, Nairn, 1971])	—	176	49	5.9	286
Стаббенский силл, Норвегия [Sturt, Torsvik, 1987]	33	174	32	2.4	291
Вулканиды Кракова, Польша [Nawrocki et al., 2008]	—	175	44	4.8	294
Красноцветные аргиллиты Донецкого бассейна, Украина [Iosifidi et al., 2010]	28	164	43	3	297
Осадочные породы Донецкого бассейна, Украина [Iosifidi et al., 2010]	24	179	42	4	301
<u>Среднее по 15 полюсам для стабильной Европы</u>	—	171.3	41.8	3.3	
Наши данные					
“Куса”	3	174.6	42.8	7.4	
“Бердяш”	10	166.5	35	7.5	
“Бакал”	10	179.3	36.3	7.2	
“Сибирка”	6	159.2	40.8	9.6	
“Инзерский синклиний”	4	181.1	43.5	9.2	
“Ямантауский антиклинорий”	5	169.6	39.1	7.8	
<u>Среднее по 6 районам Башкирского антиклинория</u>	6 (38)	171.6	39.9	5.9	
<i>Среднее по 43 сайтам Башкирского антиклинория</i>	43	172.2	39.4	3.5	

Примечания: *N* — число сайтов/районов; Plong — долгота; Plat — широта палеомагнитного полюса; α_{95} — интервал доверия.

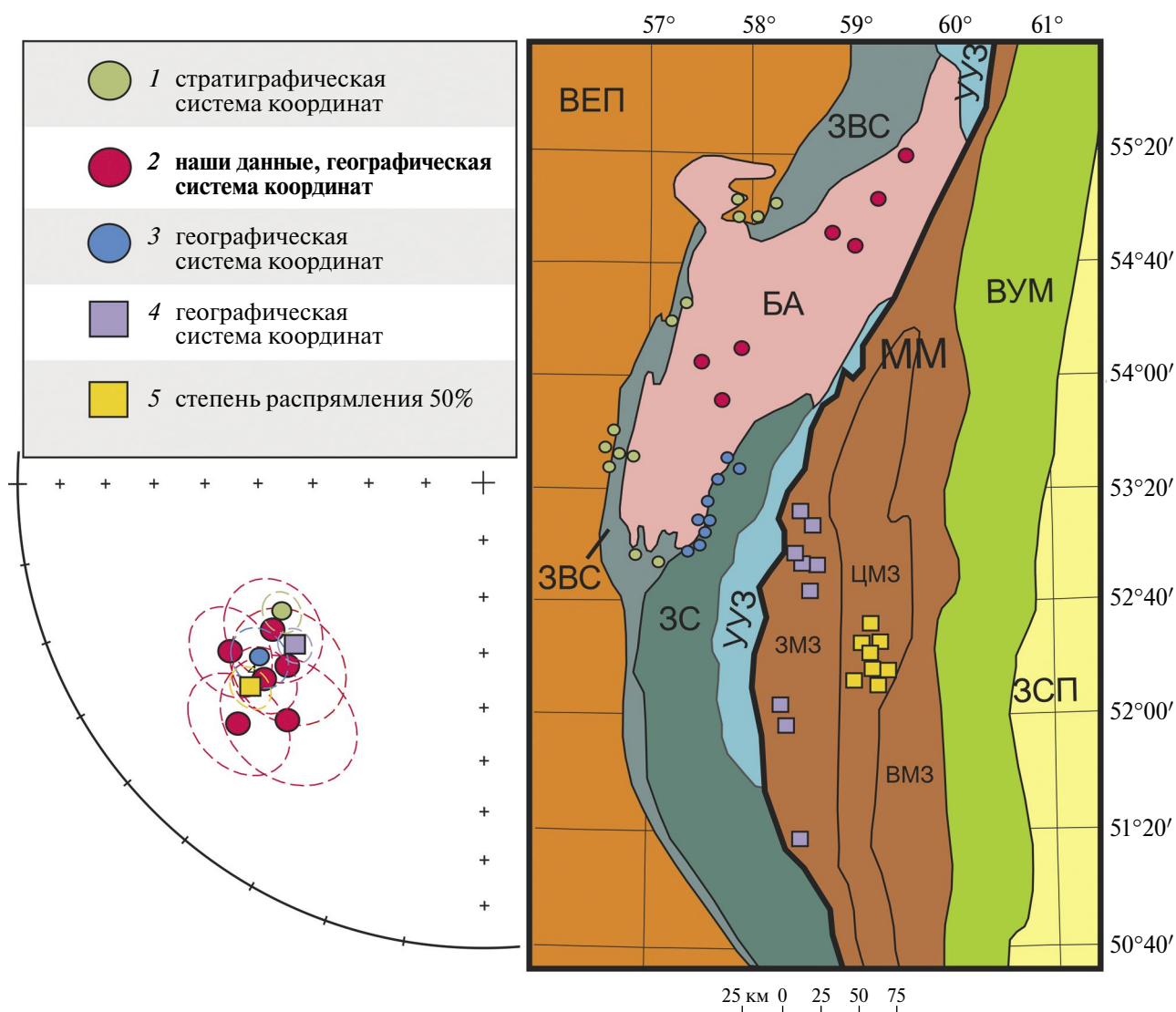


Рис. 15. Сравнение средних направлений по 6 районам Башкирского антиклинория с ранее опубликованными данными по вторичной позднепалеозойской компоненте Южного Урала (по работам [Голованова и др., 2022; Козлов и др., 2001]) с отмеченными местами опробования (круги и квадраты).

Тектонические единицы: ВЕП – Восточно-Европейская платформа; ЗВС – Западно-Уральская зона внешней складчатости; БА – Башкирский антиклинорий; УУЗ – Уфалейско-Уралтауская зона (Уралтауская на юге, Уфалейская на севере); ММ – Магнитогорская мегазона (в ней: ЗМЗ – Западно-Магнитогорская зона; ЦМЗ – Центрально-Магнитогорская зона; ВМЗ – Восточно-Магнитогорская зона); ВУМ – Восточно-Уральская мегазона; ЗСП – Западно-Сибирская плита.

1, 3–5 – данные из работ [Levashova et al., 2013; Виноградов, 2016; Голованова и др., 2017; 2022]; 2 – наши данные по 6 районам Башкирского антиклинория.

2000a; Brown, Spadea, 1999; 2000b; Puchkov, 2009; Пучков, 2010].

Начало основного этапа деформаций на Южном Урале соотносят с концом девона, основываясь на данных о возрасте высокobarического метаморфизма эклогит-глаукофансланцевого максютовского комплекса – 385–365 млн лет (живет – фамен), и начале осадконакопления зилаирского флиша в конце франа [Matte et al.,

1993; Шацкий и др., 1997; Hetzel et al., 1998; Beane, Connelly 2000; Brown et al., 2000a; 2000b; 2001; Romaine et al., 2000; Glodny et al., 2002; Пучков, 2010]. Тектонические пластины Зилаирского надвига и Уралтауской зоны, включающей в себя максютовский комплекс, в современных координатах находятся к юго-востоку от Башкирского антиклинория. В позднем девоне на Южном Урале начался этап коллизии,

связанный с аккрецией Магнитогорской вулканической дуги к Восточно-Европейской платформе, который закончился в раннем карбоне [Пучков, 2000; 2010].

В каменноугольную эпоху этапы сжатия сменялись этапами растяжения. Последним соответствует временной зазор между коллизиями типа островная дуга—континент (аккреция Магнитогорской дуги) и континент—континент (Восточно-Европейский и Казахстанский континенты). Рифтовые комплексы каменноугольного возраста представлены в Центрально-Магнитогорской зоне, осевая часть которой рассматривается в качестве Магнитогорско-Богдановского грабена [Пучков, 2000; Салихов, Яркова, 1992]. В башкирском веке позднего карбона произошло столкновение Восточно-Европейского и Казахстанского палеоконтинентов. В московском веке на Южном Урале полностью закончилась субдукция, Восточно-Европейский и Казахстанский палеоконтиненты пришли в непосредственное соприкосновение и началась “жесткая” коллизия типа континент—континент [Пучков, 2000; 2010; Puchkov, 2009].

Следы пермских синколлизионных деформаций сохраняются как в чехле Предуральского краевого прогиба Восточно-Европейской платформы (складчатость проявлена в осадочных породах чехла как ранне-, так и позднепермских, хотя нередко дислоцированность пермских и более молодых отложений Приуралья, и особенно в южных районах, связана с соляной тектоникой, активизировавшейся в конце перми [Пучков, 2000; 2010]), так и в Восточно-Уральской мегазоне. На пермском этапе жесткая коллизия наиболее интенсивно проявилась в восточной части Урала, о чем свидетельствуют крупные раннепермские палингенные гранитные плутоны Восточно-Уральской мегазоны [Пучков, 2000]. Раннепермские деформации более западной части Урала, включающей в себя Башкирский антиклинорий и сформировавшей к этому времени жесткую пассивную окраину Восточно-Европейской платформы, характеризуются как “сравнительно слабое скучивание земной коры” [Пучков, 2000]. В позднепермское время ось размываемого поднятия сместилась к западу по сравнению с ранними эпохами заложения и развития передового прогиба, и западный склон Южного Урала описывается как главный источник сноса материала для краевого прогиба в поздней перми [Пучков, 2000]. Лишь к концу перми коллизионные процессы испытали затухание [Puchkov, 2009; Пучков, 2010].

В сложной истории синколлизионных деформаций Южного Урала возраст складчатости в осевой части Башкирского антиклинория сопоставляется с преимущественно позднекаменноугольно-раннепермским временем, хотя раннепермские деформации в западной части Южного Урала считаются относительно слабыми по сравнению с процессами орогенеза в восточных регионах [Пучков, 2000]. Также описано продвижение оси интенсивных деформаций на запад к поздней перми [Пучков, 2000]. Однако выводы о позднекаменноугольно-раннепермских деформациях и продвижении оси складчатости на запад строятся в том числе на основе палеомагнитных данных по позднерифейской (R_3) катавской свите [Шипунов, 1991; 1995; 1998; Пучков, 2000]. В настоящее время намагниченность катавской свиты рассматривается как возможно первично рифейская [Павлов, Галле, 2009]. Таким образом, вопрос о природе намагниченности катавской свиты является, по крайней мере, дискуссионным, что лишает нас возможности реконструировать позднепалеозойскую историю Южного Урала с использованием этих данных.

Представленные в данной статье результаты палеомагнитных исследований многочисленных базитовых интрузивных тел Башкирского антиклинория позволяют утверждать, что к началу перми складчато-надвиговая структура Башкирского антиклинория должна была уже сформироваться.

Схожие позднепалеозойские палеомагнитные направления выделяются во всем Башкирском антиклинории, имеющем субмеридиональную протяженность около 250 км. Средние по сайтам направления и полюсы образуют достаточно тесную группу в географической системе координат, в отличие от направлений в стратиграфической системе. Сопоставление с референтными полюсами (см. работу [Torsvik, 2012]) для Стабильной Европы позволяет более точно установить временные рамки позднепалеозойского перемагничивания — 280–301 млн лет (самый конец карбона—ранняя пермь).

Таким образом, после образования позднепалеозойской компоненты 280–301 млн лет значимых региональных тектонических движений внутри Башкирского антиклинория, а также вращения Башкирского антиклинория относительно Восточно-Европейской платформы не происходило. Редко внутри региона проявлены локальные деформации, произошедшие после образования вторичной компоненты.

В частности, в Бакальском районе для двух интрузий и для одной интрузии на западе БА около г. Катав-Ивановск именно направления в стратиграфической системе попадают в область позднепалеозойских, и здесь локальные складчатые деформации имели место и после перемагничивания.

Отсутствие вращения тектонических блоков Южного Урала относительно Восточно-Европейской платформы и значимых движений после ранней перми описывалось и ранее. В более восточных, чем Башкирский антиклинорий, частях Южного Урала — Зилаирском синклинории и Западно-Магнитогорской зоне, также выделялась постскладчатая вторичная позднепалеозойская компонента намагниченности [Levashova et al., 2013; Голованова и др., 2017; 2022] (рис. 15). В то же время, в самой западной части Башкирского антиклинория и в Западно-Уральской мегазоне внешней складчатости деформации происходили и после образования позднепалеозойской вторичной компоненты, которая в этих районах является доскладчатой. Синскладчатая, либо сформировавшаяся незадолго до начала деформаций, раннепермская компонента выделяется к востоку от Западно-Магнитогорской зоны в каменноугольном Богдановском грабене Центрально-Магнитогорской зоны, являвшемся относительно молодой структурой в момент пермских деформаций на Южном Урале [Levashova et al., 2013; Голованова и др., 2017; 2022] (рис. 15). Время формирования компоненты во всех рассмотренных районах укладывается в промежуток ~270–300 млн лет. В распределении компоненты не прослеживаются закономерностей, то есть она сформировалась повсеместно ~270–300 млн лет назад благодаря процессам, проявленным в это время на всей территории от мегазоны Внешней складчатости на западе до Центрально-Магнитогорской зоны на востоке (рис. 15).

Таким образом, имеющиеся палеомагнитные данные позволяют установить, что в начале перми региональные складчатые деформации к западу от Главного Уральского разлома уже завершились и не возобновлялись позднее, кроме самых краевых западных частей Южно-Уральской складчатости — мегазоны Внешней складчатости и граничащих с ней территорий.

ВЫВОДЫ

Палеомагнитный полюс, рассчитанный по позднепалеозойской компоненте для Башкирского антиклинория, совпадает со средним по

15 полюсам для Восточно-Европейской платформы с возрастами 280–301 млн лет. Следовательно, Башкирский антиклинорий не испытывал смещений относительно Восточно-Европейской платформы после ~280 млн лет.

Позднепалеозойская вторичная компонента намагниченности на большей части территории Башкирского антиклинория является постскладчатой, то есть, после ранней перми западная часть Южного Урала (по крайней мере к востоку от Зильмердакского разлома) не испытывала значимых складчатых деформаций.

Позднепалеозойское перемагничивание, широко проявленное на территории Южного Урала и в пределах Башкирского антиклинория произошло в интервале 280–301 млн лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ардисламов Ф.Р., Савельев Д.Е., Сначёв А.В., Пучков В.Н. Геология машакской свиты Ямантаусского антиклинория (Южный Урал). Уфа: ДизайнПресс. 2013. 216 с.
- Бажин Е.А., Сначев В.И. Новые данные по геологическому строению Бердяушского массива гранитов-рапакиви (Южный Урал). Геологический сборник № 11. ИГ УНЦ РАН. Уфа. 2014. С. 15–21.
- Большаков В.А., Гапеев А.К., Ясонов П.Г. Пьезохимическая остаточная намагниченность как результат изменения коэрцитивной силы образцов горных пород из зон гипергенеза // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1987. № 9. С. 55–63.
- Виноградов Е.В. Палеомагнетизм ордовикско-силурийских отложений Западно-Зилаирской зоны Южного Урала. Материалы международной школы-семинара “Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород”. ФГБУН Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Санкт-Петербургский государственный университет. Ярославль: Филигрань. 2016. С. 18–23.
- Голованова И.В., Данукалов К.Н., Кадыров А.Ф., Хидиятов М.М., Сальманова Р.Ю., Шакуров Р.К., Левашова Н.М., Баженов М.Л. Палеомагнетизм осадочных толщ и происхождение структур западного склона Южного Урала // Физика Земли. 2017. № 2. С. 148–156.
- Голованова И.В., Данукалов К.Н., Сальманова Р.Ю. Позднепалеозойское перемагничивание — независимый индикатор протекания тектонических процессов на Южном Урале // Геологический вестник. 2022. № 2. С. 56–68. DOI: 10.31084/2619-0087/2022-2-5
- Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Закирова А.Д., Панова Н.П. Геохимия и геохронология основных вулканитов навыйского комплекса раннего рифея (Южный Урал). Геологический сборник № 7. Юбилейный выпуск. Уфа: ИГ УНЦ РАН. 2008. С. 167–178.
- Горожанин В.М., Пучков В.Н., Горожанина Е.Н., Сергеева Н.Д., Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б. Навыйский грабен-рифт на Южном Урале как фрагмент раннерифейского авлакогена // Докл. РАН. 2014. Т. 458. № 2. С. 182–187.

- Данукалов Н.Ф., Комиссарова Р.А., Михайлов П.Н. Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм / Келлер Б.М. (ред.). М.: Наука. 1982. С. 121–162.
- Иосифиди А.Г., Михайлова В.А., Сальная Н.В., Храмов А.Н. Палеомагнетизм осадочных пород ашинской серии западного склона Южного Урала: новые данные // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 4. С. 1–17.
- Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначев В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение) / Жданов А.В. (ред.). Серия Уральская. Лист N-40 – Уфа. Объяснительная записка. 2013.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Пучков В.Н., Маслов А.В., Гареев Э.З. Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория. Уфа: ДизайнПресс. 2013. 268 с.
- Козлов В.И., Макушин А.А., Шалагинов В.В. Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории Республики Казахстан N-40 (41) (Уфа). Новая серия. Карта дочетвертичных образований, масштаб 1:100 000 / Козлов В.И. (ред.). ФГБУ “ВСЕГЕИ”. 2001.
- Комиссарова Р.А. Исследование древней намагниченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метакронного перемагничивания. Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ. 1970. 140 с.
- Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука. 1986. 146 с.
- Краснобаев А.А., Бородин Н.С. Геохимические особенности, генезис и возрастная корреляция рифейских гранитоидов и липаритовых порфиров Златоустовского района (Южный Урал) // Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск: УФА АН СССР. 1970. С. 124–153.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. Цирконология вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. РАН. 2013. Т. 448. № 4. С. 437–442.
- Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал). Ежегодник–2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2006. С. 300–303.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Sr изотопная характеристика и Rb–Rb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.
- Куртукова А.И., А.В. Рязанцев, Б.Г. Голионко А.В. Травин, Вендские и позднепалеозойские связанные с плюмовой активностью габброидные интрузии в структуре Башкирского мегантиклинория: новые данные о структурном положении и возрасте (U–Pb SIMS, ³⁹Ar/⁴⁰Ar). Материалы тектонического совещания. Москва. 2022. Т. 1. С. 254–258.
- Латышев А.В., Аносова М.Б., Хотылев А.О. Палеомагнетизм интрузивных тел рубежа раннего – среднего рифея Башкирского мегантиклинория (Южный Урал): значение для палеотектонических реконструкций Восточно-Европейской платформы // Геологический вестник. 2019. № 1. С. 113–132. DOI: 10.31084/2619-0087/2019-1-9
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Ковалев С.Г. Литогеохимические особенности терригенных породы айской свиты нижнего рифея Башкирского антиклинория: новые данные. Ежегодник-2012. ИГГ УрО РАН. 2013. Вып. 160. С. 118–122.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. Осадочные последовательности рифея типовой местности (ретроспективный обзор седиментологических, палеогеографических, литолого-минералогических и петрогеохимических исследований). Уфа: ГП Принт. 1998. 225 с.
- Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир. 1965. 348 с.
- Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Горожанин В.М., Ковалев С.Г. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. 2012. Т. 20. № 4. С. 392–428.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Rb–Rb-возраст и Sr-изотопная характеристика средне-рифейских фосфоритовых конкреций: зигазино-комаровская свита Южного Урала // Докл. РАН. 2013. Т. 451. № 4. С. 798–802.
- Павлов В.Э., Галле И. Известняки катавской свиты: уникальный пример перемагничивания или идеальный регистратор неопротерозойского геомагнитного поля? // Физика Земли. 2009. № 1. С. 33–41.
- Парначёв В.П. О формационной принадлежности вулканогенно-осадочных комплексов рифея Башкирского поднятия. Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука. 1982. С. 96–106.
- Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ. 2000. 146 с.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.
- Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А. Палеозойские U–Pb SHRIMP-датировки магматических пород Башкирского мегантиклинория. Геологический сборник. № 9. Юбилейный выпуск. Информационные материалы / В.Н. Пучков, Р.Ф. Абдрахманов, И.Б. Серавкин (ред.). Уфа. 2011. С. 36–43.
- Пучков В. Н., Сергеева Н. Д., Краснобаев А. А. Стратиграфическая схема стратотипа рифея Южного Урала // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2017. № 23. С. 3–26.
- Ронкин Ю.Л., Тихомирова М., Маслов А.В. 1380 млн лет LIP Южного Урала: прецизионные U–Pb-ID-TIMS-ограничения // Докл. РАН. 2016. Т. 468. № 5. С. 674–679.
- Рыкус М.В., Сначев В. И., Бажин Е.А. Анорогенные граниты западного склона Южного Урала: состав, петрогенезис, минералогия // Нефтегазовое дело (электрон. науч. журн.). 2011. № 5. С. 282–301.

- Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинария. Уфа: ИГ УНЦ РАН. 1992. 138 с.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р., Бибикова Е.В., Дук В.Л., Есипчук К.Е., Карсаков Л.П., Киселев В.В., Козлов В.И., Лобач-Жученко С.Б., Негруца В.З., Робонен В.И., Сезько А.И., Филатова Л.И., Хоментовский В.В., Шемякин В.М., Шульдинер В.И. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.
- Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А. Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: ИГ УрО РАН. 2003. 136 с.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Келлер Б.М. (ред.). М.: Наука. 1983. 183 с.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю. Рифейский магматизм и рудообразования, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (Западный склон Южного Урала) // Литосфера. 2017. Т. 17. № 2. С. 5–26.
- Хотылев А.О. Эволюция позднедокембрийского магматизма северной части Башкирского мегантиклинария. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. МГУ им. М.В. Ломоносова. М. 2018. 210 с.
- Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А. Sm-Nd датирование высокобарического метаморфизма максютского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 6. С. 812–815.
- Шипунов С.В. О палеомагнетизме катавской свиты Южного Урала // Изв. АН СССР РАН. Сер. Физика Земли. 1991. № 3. С. 97–109.
- Шипунов С.В. Основы палеомагнитного анализа: Теория и практика. М.: Наука. Труды ГИН. Вып. 487. 1993. 159 с.
- Шипунов С.В. Синскладчатая намагниченность: оценка направления и геологическое приложения // Изв. АН СССР РАН. Сер. Физика Земли. 1995. № 11. С. 40–47.
- Шипунов С.В. История складчатости Южного Урала по палеомагнитным данным. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М: ОИФЗ РАН. 1998. С. 69–71.
- Эрнст Р.Э., Хейнс Дж.А., Пучков В.Н. и др. Рекогносцировочное Ar-Ar датирование протерозойских долеритовых даек и силлов в Сибири и на Южном Урале: идентификация новых крупных магматических провинций и использование при реконструкции суперконтинента Нуна (Колумбия). Материалы Совещания МТК. М.: ГЕОС. 2008. Т. 2. С. 320–321.
- Bazhenov M.L., Grishanov A.N., Van der Voo R., Levashova N.M. Late Permian palaeomagnetic data east and west of the Urals // Geophysical Journal International. 2008. V. 173(2). P. 395–408. DOI:10.1111/j.1365-246x.2008.03727.x
- Beane R.J., Connelly J.N. 40Ar/39Ar, U-Pb, and Sm-Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov Complex, southern Ural Mountains // J. Geol. Soc. (Lond.). 2000. V. 157. P. 811–822.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 23–45.
- Brown D., Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A., Gorozhanina Y., Baryshev V., Puchkov V. Geometric and kinematic evolution of the foreland thrust and fold belt in the southern Urals // Tectonics. 1997. V. 16. P. 551–562.
- Brown D., Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A., Puchkov V., Ayarza P., Gorozhanina Y. Structure and evolution of the Mag-nitogorsk forearc basin: Identifying upper crustal processes during arc-continent collision in the southern Urals // Tectonics. 2001. V. 20. P. 364–375.
- Brown D., Hetzel R., Scarrow J.H. Tracking the arc-continent collision subduction zone processes from high-pressure rocks in the southern Urals // J. Geol. Soc. Lond. 2000a. V. 157. P. 901–904.
- Brown D., Spadea P. Processes of forearc and accretionary complex formation during arc-continent collision in the southern Urals // Geology. 2000b. V. 27. P. 649–652.
- Brown D., Juhlin C., Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A., Oslianski A. Crustal-scale structure and evolution of an arc-continent collision zone in the Southern Urals, Russia // Tectonics. 1998. V. 17. P. 158–171.
- Chadima M., Hrouda F. Remasoft 3.0 a user-friendly paleo-magnetic data browser and analyzer // Travaux Géophysiques. 2006. V. XXVII. P. 20–21.
- Debiche M.G., Watson G.S. Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with applications to paleomagnetism // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 24, 405–24, 429. DOI: 10.1029/92jb01318
- Doyle Katherine A., Poulton Simon W., Newton Robert J., Podkovyrov Victor N., Bekker Andrey. Shallow water anoxia in the Mesoproterozoic ocean: Evidence from the Bashkir Megantictinorium, Southern Urals // Precambrian Research. 2018. V. 317. P. 196–210.
- Dunlop D.J. Thermal Enhancement of Magnetic Susceptibility // J. Geophys. 1974. V. 40. P. 439–451.
- Edel J.B., Schneider J.L. The Late Carboniferous to Early Triassic geodynamic evolution of Variscan Europe in the light of magnetic overprints in Early Permian rhyolites from the northern Vosges (France) and central Black Forest (Germany) // Geophys. J. Int. 1995. V. 122. P. 858–876.
- Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Center, Geological Survey of Canada. 1994.
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia. 2006. № 5. P. 1–45.
- Evans David A.D. and Mitchell Ross N. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic supercontinent Nuna // Geological Society of America, May. 2011. V. 39(5). P. 443–446. DOI:10.1130/G31654.1
- Fisher R. Dispersion on a Sphere // Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences. 1953. V. 217(1130). P. 295–305.
- Glasmacher U., Matenaar I., Bauer W., Puchkov V.N. Diagenesis and incipient metamorphism in the western fold-and-thrust belt, SW Urals, Russia // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.). 2004. V. 93. P. 361–383. DOI 10.1007/s00531-004-0386-7

- Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseev A.A., Puchkov V.N., Taylor K., Gorozhanin V., Walter R.* 40Ar/39Ar. Thermochronology west of the Main Uralian Fault, southern Urals Russia // *Geol. Rdsch.* 1999. V. 87. P. 515–525.
- Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A.* Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksyutov complex, southern Urals, Russia // *Geochim Cosmochim. Acta.* 2002. V. 66. P. 1221–1235.
- Halvorsen E., Lewandowski M., Jelenska M.* Palaeomagnetism of the Upper Carboniferous Strzegom and Karkonosze Granites and the Kudowa Granitoid from the Sudet Mountains, Poland // *Phys. Earth Planet. Interiors.* 1989. V. 55. P. 54–64.
- Halvorsen E.* Palaeomagnetism and the age of the younger diabbases in the Ny-Hellesund areas, S. Norway // *Norsk Geol. Tidskr.* 1970. V. 50. P. 157–166.
- Hetzl R., Echtler H.P., Seifert W., Schulte B.A., Ivanov K.S.* Subduction- and exhumation-related fabrics in the Palaeozoic high-pressure/low-temperature Maksyutov Complex, Antangan area, southern Urals, Russia // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1998. V. 110. P. 916–930.
- Iosifidi A.G., Mac Niocaill C., Khramov A.N., Dekkers M. J., Popov V.V.* Palaeogeographic implications of differential inclination shallowing in permo-carboniferous sediments from the donets basin, Ukraine // *Tectonophysics.* 2010. V. 490(3–4). P. 229–240. DOI:10.1016/j.tecto.2010.05.017
- Khotylev A.O., Tevelev A.V., Bychkova Ya.V., Latyshev A.V., Anosova M.B.* Mezoproterozoic basite magmatism of the Bashkirian meganticlinorium (Southern Urals): age constraints, petrological and geochemical features // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2020. V. 11 (2). P. 219–243. DOI:10.5800/GT-2020-11-2-0471
- Kirschvink J.L.* The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1980. V. 62. P. 699–718. DOI: 10.1111/j.1365246X.1980.tb02601.x
- Konrad H.J., Nairn A.E.M.* The Palaeomagnetism of the Permian Rocks of the Black Forest, Germany // *Geophysical Journal International.* 1972. V. 27(4). P. 369–382. DOI:10.1111/j.1365-246x.1972.tb06098.x
- Krs M., Krsova M., Kouklikova L., Pruner P., Valin F.* On the applicability of oil shale to palaeomagnetic investigations // *Phys. Earth Planet. Interiors.* 1992. V. 70. P. 178–186.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V. et al.* Unradiogenic strontium and moderate amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // *Precambrian Res.* 2017. V. 298. P. 157–173.
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M.* Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // *Precambrian Research.* 2013. V. 236. P. 16–30. DOI: 10.1016/j.precamres. 2013.06.006
- Maslov A., Erdtmann B., Ivanov K., Ivanov S., Krupenin M.* The main tectonic events, depositional history, and the palaeogeography of the southern Urals during the Riphean-Early Palaeozoic // *Tectonophysics.* 1997. V. 276. P. 313–335.
- Maslov A.V.* Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Timanides and Uralides, the eastern periphery of the East European Craton / D.G. Gee, V. Pease (eds.). *The Neoproterozoic Timanide orogen of Eastern Baltica.* Geological Society, London, Memoirs. 2004. V. 30. P. 19–35. DOI: 10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.03.
- Matte P., Maluski H., Caby R., Nicolas A., Kepezhinskis P., Sobolev S.* Geodynamic model and ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating for the generation and emplacement of the high pressure (HP) metamorphic rocks in SW Urals // *CR Acad Sci Ser II.* 1993. V. 317. P. 1667–1674.
- Merabet N., Guillaume A.* Palaeomagnetism of the Permian rocks of Lodève (Hérault, France) // *Tectonophysics.* 1988. V. 145(1–2). P. 21–29. DOI:10.1016/0040-1951(88)90312-5
- Nawrocki J.* Permian and Early Triassic magnetostratigraphy from the Central European Basin in Poland: implications on regional and worldwide correlations // *Earth Planet. Sci. Letters.* 1997. V. 152. P. 37–58.
- Nawrocki J., Fanning M., Lewandowska A., Polechońska O., Werner T.* Palaeomagnetism and the age of the Cracow volcanic rocks (S Poland) // *Geophysical Journal International.* 2008. V. 174(2). P. 475–488. DOI:10.1111/j.1365-246x.2008.03804.x
- Puchkov V.N.* The evolution of the Uralian orogen // *Geological Society, London, Special Publications.* 2009. V. 327. P. 161–195. DOI:10.1144/SP327.9
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E., Kozlov V.I., Krasnobayev A.A., Söderlund U., Wingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D.* The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // *Lithos.* 2013. V. 174. P. 109–124.
- Remaine J., Cita M.B., Dercourt J.* International Stratigraphic Chart and Explanatory Note. IUGS-UNESCO. 2000.
- Shcherbakov V.P., Gribov S.K., Lhuillier F., Aphinogenova N.A., Tsel'movich V.A.* On the reliability of absolute palaeointensity determinations on basaltic rocks bearing a thermochemical remanence // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 2019. V. 124. P. 1–17. DOI: 10.1029/2019JB017873
- Smith R.L., Piper J.D.A.* Palaeomagnetism of the Särna alkaline body // *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar.* 1979. V. 101(2). P. 167–168. DOI:10.1080/11035897909452576
- Sturt B.A., Torsvik T.H.* A late Carboniferous palaeomagnetic pole recorded from a syenite sill, Central Norway // *Phys. Earth Planet. Interiors.* 1987. V. 49. P. 350–359.
- Thomas D.N., Rolph T.C., Friel D.F.* Permo-Carboniferous (Kiaman) palaeointensity results from the western Bohemian Massif, Germany // *Geophysical Journal International.* 1997. V. 130(1). P. 257–265. DOI:10.1111/j.1365-246x.1997.tb01004.x
- Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., Mac Niocaill C., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks L.R.M.* Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science. Reviews.* 2012. V. 114. P. 325–368.
- Yuan K., Van der Voo R., Bazhenov M.L., Bakhmutov V., Alekhin V., Hendriks B.W.H.* Permian and Triassic palaeolatitudes of the Ukrainian shield with implications for Pangea reconstructions // *Geophysical Journal International.* 2010. V. 184(2). P. 595–610. DOI:10.1111/j.1365-246x.2010.04889.x

Late Paleozoic Remagnetization on the Western Slope of the Southern Urals: Age and Geotectonic Implications

M. B. Anosova^{a,*} and A. V. Latyshev^{a,b,**}

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^b*Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

^{*}*e-mail: mai.anosova@yandex.ru*

^{**}*e-mail: anton.latyshev@gmail.com*

Received June 13, 2023

revised October 14, 2023

accepted October 16, 2023

Abstract – The paper presents the results of paleomagnetic studies on numerous intrusive bodies of the Bashkirian megazone – a major tectonic zone of the Southern Urals. More than 70 intrusions in different parts of the Bashkirian megazone (in the northern, central and southern part of the structure) were sampled. The studied intrusions have Riphean age, however, like a significant part of the rocks of the Southern Urals, these intrusive bodies were remagnetized during the Late Paleozoic collision within the Urals fold belt. This article will discuss the secondary Late Paleozoic component of natural remanence magnetization.

According to the paleomagnetic data obtained, the secondary Late Paleozoic component in most of the Bashkirian megazone is post-fold, i.e. formed after the completion of the main phase of fold deformations in the Southern Urals. A comparison of paleomagnetic directions obtained from intrusions in different parts of the Bashkirian megazone showed that there did not significant movements of individual parts of the Bashkirian megazone relative to each other after the formation of the Late Paleozoic component.

The Late Paleozoic remanence component yielded a paleomagnetic pole of $Plong = 171.6^\circ$, $Plat = 39.9^\circ$, $\alpha_{95} = 5.9^\circ$, $N = 6$ from 6 areas (38 sites) in the Bashkirian megazone. The obtained pole is statistically indistinguishable from the mean of 15 poles for Stable Europe with ages of 280–301 million years. Thus, the secondary Late Paleozoic component in the Bashkirian megazone formed approximately 280–301 million years ago, after which the Bashkirian megazone did not experience any relative motions with respect to the East European craton.

Keywords: paleomagnetism, Bashkirian megazone, Southern Urals, Riphean, Late Paleozoic, dike complexes, reconstruction of folding processes, remagnetization

ЧТО ОТРАЖЕНО В АРХЕОМАГНИТНОЙ ЗАПИСИ ОБОЖЖЕННОЙ КЕРАМИКИ?

© 2024 г. О. В. Пилипенко¹, *, Г. П. Марков¹, **, Н. В. Сальная², ***,
П. А. Минаев¹, ****, Н. А. Афиногенова³, *****

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

²Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

³Геофизическая обсерватория “Борок”, филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
пос. Борок, Ярославская обл., Россия

*E-mail: pilipenko@ifz.ru

**E-mail: gpmarkov@yandex.ru

***E-mail: natasavi@inbox.ru

****E-mail: ps1100@ya.ru

*****E-mail: aphina312@mail.ru

Поступила в редакцию 17.10.2023 г.

После доработки 24.11.2023 г.

Принята к публикации 25.11.2023 г.

С целью сравнения археонапряженности, определенной методами Телье–Коэ и Вилсона, с известным, “истинным” значением геомагнитного поля во время и в месте обжига керамики на образцах керамики, изготовленной 21.02.2017 г. в г. Мышкин Ярославской области РФ, проведен комплекс археомагнитных и петромагнитных исследований.

Полученные результаты показывают два различных значения археонапряженности, соответствующих двум температурным интервалам. На низкотемпературном интервале ($\sim 150\text{--}350^\circ\text{C}$) получены значения ниже истинного примерно на 13 мкТл, на интервале ($\sim 350\text{--}600^\circ\text{C}$) значения археонапряженности достаточно близки к “истинному”. Причина данного явления, возможно, связана с наличием в исследуемой керамике мелких магнитных зерен, близких по размеру к суперпарамагнитным, которые при нагревах способны возобновить свой рост и достигнуть размеров однодоменного состояния.

Результаты петромагнитных исследований показывают, что носителями термоостаточной намагниченности в исследуемой керамике являются зерна окисленного магнетита, гематита и, возможно, $\epsilon\text{-Fe}_2\text{O}_3$.

Ключевые слова: археомагнетизм, археонапряженность геомагнитного поля, метод Телье–Коэ, метод Вилсона, обожженная керамика.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724030077>, **EDN:** AJMYJX

1. ВВЕДЕНИЕ

Предметами исследования в археомагнетизме служат, в основном, изготовленные из глины керамика и кирпичи, обожженные и выдержанные при достаточно высокой температуре, возможно, выше 1000°C . Ферромагнитные частицы, содержащиеся в керамике неоднородны по составу, концентрации и размеру зерен, что влияет на магнитные свойства керамики: магнитную восприимчивость, анизотропию магнитной восприимчивости, коэрцитивную и остаточную коэрцитивную силы. В археомагнетизме главным и определяющим термоостаточную

намагниченность фактором является величина геомагнитного поля, в котором происходит остывание керамики или кирпичей после их обжига. По аналогии с палеонапряженностью в палеомагнетизме будем называть напряженность магнитного поля, записанную в образцах керамики и определенную в лаборатории методами археомагнетизма, археонапряженностью.

Данная работа проведена с целью: 1) сравнения экспериментально определенной археонапряженности методами Телье–Коэ и Вилсона с известными обсерваторным, модельным и измеренным во время и в месте изготовления

керамики значениями поля; 2) оценки влияния ферромагнитного состава керамики, скорости охлаждения образцов керамики и анизотропии термоостаточной намагниченности на определение археонапряженности.

2. ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследования служили образцы, изготовленные из двух одинаковых по минеральному составу керамических пластин, обожженных в специальной печи гончарной мастерской города Мышкин ($57^{\circ}47'23''$ с.ш., $38^{\circ}27'16''$ в.д.) 21.02.2017 г. По модели IGRF (13 Generation) напряженность геомагнитного поля 21.02.2017 г. в г. Мышкин составляла 53.05 ± 0.01 мкТл. Напряженность геомагнитного поля, записанного Геофизической обсерваторией “Борок” ($58^{\circ}03'45''$ с.ш., $38^{\circ}14'23''$ в.д.), расположенной в 32.5 км от г. Мышкин, в этот же день была 52.74 ± 0.01 мкТл. Проверка поля в гончарной мастерской г. Мышкин 15.02.2017 г. аппаратно-программным магнитометром с трехосным датчиком Холла АК8963 (Asahi Kasei, Япония, разрешение ± 0.15 мкТл) показала значение напряженности магнитного поля 54.0 ± 0.2 мкТл. Все это говорит о пространственно-временной стабильности геомагнитного поля.

Для изготовления керамики использовалась глина из природного карьера. Глиняное “тесто” было раскатано на две пластины толщиной ~ 2 см и размером $\sim 15 \times 15$ см. Далее эти пластины поместили в керамическую печь и выдерживали некоторое время при температуре свыше 1000°C . Остывание пластин происходило в печи естественным путем. Время и температура остывания пластин в печи фиксировались в журнале (табл. 1). Известно, что в 17:45 по местному времени температура в печи составляла 678°C , а в 18:45 — 563°C . Таким образом, скорость остывания пластин на данном временном интервале была $\sim 0.03^{\circ}/\text{с}$. За весь температурный интервал от 1000 до 265°C скорость остывания изменялась от 0.13 до $0.01^{\circ}/\text{с}$.

После обжига из пластин были изготовлены кубические образцы с ребрами 2 и 1 см для проведения петромагнитных и археомангнитных исследований. Размер пластин был достаточным, чтобы авторы работы не были ограничены в материале при повторных измерениях. Это дало возможность проверить необходимую в методической работе повторяемость результатов.

Таблица 1. Изменение температуры в печи после обжига керамики

Время	$T, ^{\circ}\text{C}$	Время	$T, ^{\circ}\text{C}$
16:30	1000	18:45	563
16:45	885	19:00	537
17:00	822	19:15	513
17:15	770	19:30	490
17:30	727	19:45	462
17:45	678	20:00	448
18:00	653	21:00	370
18:15	620	22:00	314
18:30	591	23:00	265

3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

3.1. Терромагнитный анализ (ТМА)

На первом образце объемом 1 см^3 из каждой пластины было проведено исследование состава ферромагнитной фракции (ТМА) по намагниченности насыщения от температуры $J_s(T)$ и определение температур Кюри. ТМА был проведен на вибромагнитометре (ОРИОН, Россия). Образцы ступенчато нагревались на воздухе со скоростью $1^{\circ}/\text{с}$ до температур $250, 350, 400, 450, 500, 600, 700^{\circ}\text{C}$ в постоянном магнитном поле ~ 0.7 Тл и затем охлаждались до 30°C также со скоростью $1^{\circ}/\text{с}$.

На дублях образцов объемом 1 см^3 был проведен ТМА по зависимости остаточной намагниченности насыщения от температуры $J_{rs}(T)$ и определение температур деблокирования. J_{rs} создавалась намагничиванием образцов в импульсном магнитном поле ~ 0.7 Тл на установке ASC IM-100 Impulse Magnetizer (США). Затем на двухкомпонентном магнитометре (ОРИОН, Россия) регистрировалась зависимость $J_{rs}(T)$ при нагреве на воздухе до температуры 675°C со скоростью $1^{\circ}/\text{с}$. Средняя температура деблокирования определена методом пересечения касательных [Gromme, 1969].

На порошкообразных пробах керамики массой ~ 0.7 г был проведен ступенчатый ТМА по зависимости магнитной восприимчивости от температуры на каппаметре *Multi-Function Kappabridge MFK1-FA* (AGICO, Чехия) с температурной приставкой CS-3. Пробы ступенчато нагревались до температур $250, 350, 400, 450, 500, 600, 700^{\circ}\text{C}$ и затем охлаждались.

Для разделения спектров блокирующих температур высоко- и низкокоэрцитивных минералов выполнен ТМА по методике [Lowrie, 1990] на трех образцах-дублях. Образцы намагничивались в трех ортогональных направлениях: по оси X в поле 1.6 Тл, по оси Y в поле 0.5 Тл и по оси Z в поле 0.3 Тл на установке ASC IM-100 Impulse Magnetizer (США). Далее образцы ступенчато нагревались в терморазмагничивающей установке TD48 (ASC-Scientific, США) от 50 до 650°C с шагом 50°C, а, начиная с 650 до 690°C с шагом 20°C. Затем строились кривые размагничивания остаточной изотермической намагниченности J_{rs} отдельно для каждой компоненты.

3.2. Определение коэрцитивных параметров

На фрагментах керамики на вибромагнитометре (PMC VSM MicroMag 3900, США) были измерены петли магнитного гистерезиса при комнатной температуре и кривые обратного намагничивания, по которым определены гистерезисные параметры с коррекцией на величину парамагнитного и диамагнитного вкладов: J_s — намагниченность насыщения; J_{rs} — остаточная намагниченность насыщения; B_c — коэрцитивная сила; B_{cr} — остаточная коэрцитивная сила. Вычет величины парамагнитного вклада осуществлен в автоматическом режиме на VSM и составлял 30% от полной величины намагниченности насыщения.

Петли магнитного гистерезиса и определение коэрцитивной силы B_c , а также кривые обратного намагничивания и определение B_{cr} как функции температуры были измерены на образцах-дублях объемом 1 см³ на вибромагнитометре конструкции Ю.К. Виноградова (Орион, Россия) в поле 0.9 Тл. Эксперимент проводился на образце объемом ~1 см³ при температурах: 25, 100°C, далее с шагом 25°C до 300°C, далее с шагом 50°C до 500°C и, наконец, снова с шагом 25°C до 700°C.

3.3. Рентгенодифракционный метод

Изучение фазового состава и кристаллической структуры минералов исследуемой керамики осуществлялось методом порошковой рентгеновской дифракции на многофункциональном дифрактометре STADI-MP (STOE, Германия) с первичным изогнутым германиевым кристаллом—монохроматором. Германиевый кристалл—монохроматор (отражение 111) обеспечивает строго монохроматизированное $CoK\alpha_1$ -излучение длиной волны 1.788965 Å.

Рентгеносъемка велась при комнатной температуре в дискретном режиме записи дифракционной картины в угловом диапазоне $3^\circ \leq 2\Theta \leq 100^\circ$ для изучения минеральной фракции и в диапазоне $10^\circ \leq 2\Theta \leq 120^\circ$ для изучения магнитной фракции с шагом сканирования 0.05° и временем набора информации в точке 30 с. Перед проведением рентгенофазового анализа магнитной фракции каждый образец предварительно вручную растирался до порошка в яшмовой ступке, затем диспергировался ультразвуком в водном растворе, содержащем поверхностно-активное вещество (мыло). Из водного раствора вручную, с помощью редкоземельного (FeNdB) постоянного магнита, по стенке пробирки вытягивалась магнитная фракция. Для улучшения процесса сепарации данная процедура проводилась несколько раз. При изучении минеральной фракции исследуемый образец предварительно растирался в порошкообразное состояние в яшмовой ступке и затем сразу же фиксировался на шайбе для проведения рентгенофазового анализа.

3.4. Методика археоманитных исследований

Перед началом эксперимента по определению археонапряженности геомагнитного поля (B) были выполнены измерения естественной остаточной намагниченности (NRM), магнитной восприимчивости (K) и исследована анизотропия магнитной восприимчивости (AMS). Измерения NRM проводились на спинмагнитометре JR-6 (AGICO, Чехия) в трех ортогональных положениях вращения образца, чувствительность прибора $\sim 2.4 \times 10^{-6}$ А/м. Для измерения величины магнитной восприимчивости и анизотропии магнитной восприимчивости использовался каппаметр Multi-Function Kappabridge MFK1-FA (AGICO, Чехия).

После проведения терромагнитных анализов, рентгено-дифрактометрического исследования, определения ферромагнитного состава и коэрцитивных свойств на образцах-дублях были проведены археоманитные исследования.

Эксперимент по определению археонапряженности геомагнитного поля проводился по модифицированному методу двойных ступенчатых нагревов Телье—Коэ [Thellier, Thellier, 1959; Сое, 1967] с учетом анизотропии TRM [Сальная, 2022] на трехкомпонентном магнитометре (ОРИОН, Россия) в автоматическом режиме работы. Циклы нагрев—охлаждение без магнитного поля и нагрев—охлаждение в лабораторном магнитном поле $B_{\text{лаб}} = 50$ мкТл проводились

в температурном диапазоне от 100 до 600°C с шагом 25°C на воздухе. В компьютерной программе SrtViewer (версия 1.10.5.1, автор Г.В. Жидков) по результатам измерений для каждого образца строились диаграмма Зийдервельда (в координатах образца) [Zijderveld, 1967], кривая размагничивания $NRM(T)$ и диаграмма Араи–Нагаты [Nagata et al., 1963]. Для каждого образца по диаграмме Араи–Нагаты определялся угловой коэффициент k , равный тангенсу угла наклона прямой (линейной аппроксимации точек), и рассчитывалась величина археонапряженности геомагнитного поля по формуле $B = k \times B_{\text{лаб}}$. Расчет углового коэффициента k проводился на прямолинейном участке диаграммы Араи–Нагаты в температурном интервале (T_1, T_2) , подбираемом индивидуально для каждого образца.

Скорость нагрева, охлаждения и скорость охлаждения образца при создании лабораторной $TRM_{\text{лаб}}$ равнялись 1°/с, что гораздо больше скорости охлаждения керамики в печи г. Мышкин. Для того, чтобы оценить влияние скорости охлаждения на результаты эксперимента на части образцов выполнен анализ Телье–Коэ на минимально возможной скорости охлаждения, равной 0.2°/с.

Анализ результатов археомагнитных исследований проводился с помощью компьютерной программы SrtViewer, которая рассчитывала значение B , среднеквадратичную ошибку и параметры оценки качества данных. Ниже перечислим критерии отбора, которые использовались при анализе полученных результатов. Для оценки B на диаграммах Араи–Нагата принимались в расчет только те образцы, для которых в температурном интервале (T_1, T_2) выполнялись следующие условия:

1) Число анализируемых точек на диаграмме Араи–Нагата было не менее четырех.

2) $Gap \rightarrow 1$, где Gap – параметр, отражающий равномерность распределения анализируемых точек N на диаграмме Араи–Нагаты по оси NRM в температурном интервале (T_1, T_2) [Coe et al., 1978].

3) Интегральный параметр q (*quality*) оценки качества, объединяющий четыре параметра (Gap, f, σ, k) составлял $q \geq 5$, [Coe et al., 1978], где f – часть NRM , приходящаяся на интервал (T_1, T_2) от первоначальной NRM_0 ; σ – средняя квадратичная ошибка определения k .

4) Для того, чтобы контролировать возможные изменения в способности образца приобретать TRM , проводилась процедура $pTRM$ check, заключающаяся в проверочных нагревах до

более низких температур после каждого второго температурного цикла [Prévot et al., 1985]. Таким образом, повторно создавалась и измерялась $pTRM$ при температурах 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 550 и 600°C ($pTRM$ check-point). Абсолютное значение максимального из отклонений $pTRM$ -check points от их первоначальных значений в интервале (T_1, T_2) , нормированное на длину отрезка NRM - $pTRM$ в интервале (T_1, T_2) на диаграмме Араи–Нагата, выраженное в процентах – параметр $DRAT < 15\%$ [Selkin, Tauxe, 2000].

5) Сумма отклонений $pTRM$ -check points от их первоначальных значений в интервале (T_1, T_2) – кумулятивный параметр $CDRAT < 16\%$ [Kissel, Laj, 2004].

Эксперименты по определению археонапряженности магнитного поля по методу Телье–Коэ с учетом анизотропии TRM [Сальная, 2022] проводились в несколько этапов. Уменьшение влияния магнитной анизотропии достигалось путем создания лабораторной $TRM_{\text{лаб}}$ в направлении характеристической компоненты NRM образцов керамики.

Вначале первый образец-дубль размагничивался температурой до 550°C на трехкомпонентном магнитометре и определялось направление характеристической компоненты NRM . Далее на этом же образце создавалась $TRM_{\text{лаб}}$ в направлении характеристической компоненты NRM . Затем $TRM_{\text{лаб}}$ размагничивалась температурой, определялись направление $TRM_{\text{лаб}}$ и угол между характеристической компонентой NRM и $TRM_{\text{лаб}}$. Если угол был $\leq 5^\circ$, то на следующих образцах-дублях создавалась $TRM_{\text{лаб}}$ в направлении характеристической компоненты NRM и проводились определения археонапряженности.

Если угол между характеристической компонентой NRM и $TRM_{\text{лаб}}$ составлял более 5° , то вектор напряженности лабораторного магнитного поля разворачивался таким образом, чтобы вновь созданный вектор $TRM_{\text{лаб}}$ был сонаправлен вектору характеристической компоненты NRM . После этого снова создавалась и затем размагничивалась температурой $TRM_{\text{лаб}}$ и определялось направление вектора $TRM_{\text{лаб}}$. На втором и последующих образцах-дублях создавалась $TRM_{\text{лаб}}$ до тех пор, пока угол между характеристической компонентой NRM и $TRM_{\text{лаб}}$ не становился $\leq 5^\circ$, после чего проводились определения археонапряженности магнитного поля.

Для получения статистически значимых результатов, эксперимент по определению археонапряженности магнитного поля по методу

Телье—Коэ с учетом анизотропии TRM и скорости охлаждения проводился на 9 образцах, выпиленных из пластины 1, и 9 образцах, выпиленных из пластины 2. Также по одному образцу из каждой пластины участвовало в эксперименте по учету анизотропии TRM . Для отслеживания зависимости результатов от скорости охлаждения образцов на 14 образцах был выполнен эксперимент Телье—Коэ со скоростью охлаждения $1^\circ/\text{с}$ и на 4 образцах со скоростью охлаждения $0.2^\circ/\text{с}$.

Для контроля результатов определения археонапряженности методом Телье—Коэ был проведен эксперимент по методу Вилсона [Wilson, 1961] на трехкомпонентном магнитометре в автоматическом режиме со скоростью охлаждения $1^\circ/\text{с}$. Определения по методу Вилсона проводились с учетом анизотропии TRM . Суть метода Вилсона заключается в сравнении кривой размагничивания $NRM(T)$ и кривой размагничивания лабораторной $TRM_{\text{лаб}}(T)$, полученной в известном лабораторном магнитном поле $B_{\text{лаб}} = 50$ мкТл. При совпадении кривых $NRM(T)$ и $TRM_{\text{лаб}}(T)$ на определенном интервале температур (T_1, T_2) график зависимости $NRM(TRM_{\text{лаб}})$ представляет собою прямую линию, угловой коэффициент которой $k = B/B_{\text{лаб}}$. Результаты археонапряженности анализировались с помощью компьютерной программы Wilson Viewer (автор Г.В. Жидков), которая рассчитывала значение B , стандартную ошибку отклонения точек от прямой линии на заданном температурном интервале (T_1, T_2), коэффициент детерминации R^2 и соответствие критерию Колмогорова—Смирнова. Коэффициент детерминации R^2 , равный квадрату коэффициента линейной корреляции, для линейной зависимости $NRM(TRM_{\text{лаб}})$ $R^2 \rightarrow 1$. Критерий Колмогорова—Смирнова показывает насколько хорошо график зависимости $NRM(TRM_{\text{лаб}})$ описывается линейной функцией.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Термомагнитный анализ по зависимости намагниченности насыщения от температуры показал, что ход кривых $J_s(T)$ первого и последующих нагревов совпадает (рис. 1). После 500°C кривые повторных нагревов проходят несколько ниже кривых первого нагрева, что свидетельствует об окислении магнетита. Кривые $J_s(T)$ имеют вогнутый вид, характерный для парамагнетика. После достижения 700°C остается приблизительно 15% от начальной величины J_s , что говорит о большом вкладе парамагнитных минералов.

На кривой зависимости $J_{rs}(T)$ (рис. 2) наблюдается перегиб, соответствующий интервалу температур блокирования $\sim 150\text{--}160^\circ\text{C}$. При температуре 580°C образец полностью размагничивается. Кривые первого и второго нагревов фактически повторяют друг друга.

Термомагнитный анализ по зависимости магнитной восприимчивости от температуры показал, что кривые повторных нагревов (рис. 3, красный, оранжевый, фиолетовый цвета) проходят несколько ниже, что также говорит об окислении магнетита.

Судя по виду петель магнитного гистерезиса (рис. 4), в составе данной керамики присутствует несколько магнитных минералов. Об этом говорит перегиб в районе 0.2 Тл, который соответствует низкокоэрцитивному минералу, например, магнетиту, и рост магнитного момента вплоть до 1.5 Тл, что характерно для гематита (рис. 4а, 4в). Петли магнитного гистерезиса сжаты в средней части и расширены в верхней и нижней частях — имеют так называемую “wasp-waist” форму. Такая форма петель магнитного гистерезиса указывает на наличие в составе как однодоменных, так и суперпарамагнитных частиц магнетита [Roberts et al., 1995], и низко- и высококоэрцитивных минералов (устное сообщение В.П. Щербакова).

Петля магнитного гистерезиса закрывается в магнитном поле ~ 1 Тл. Отношение $J_{rs}/J_s = 0.14\text{--}0.16$. B_{cr} достигают высоких значений 0.26 Тл, отношение B_{cr}/B_c также достаточно высокое (37.3—40.3). Все это свидетельствует о наличии в составе керамики высококоэрцитивных минералов.

Результаты обработки дифрактограмм магнитной фракции исходных образцов с использованием метода Ритвельда [Rietveld, 1969] показали присутствие в каждой отсепарированной порошковой пробе фазы с кристаллической структурой в форме шпинели (кубическая сингония, пространственная группа $Fd3m$), со средними значениями параметра элементарной кристаллической решетки a : образец 1 — ~ 0.8339 нм и образец 2 — ~ 0.8341 нм, табл. 2. Заметим, что при этих значениях параметра a шпинельная фаза отвечает окисленному магнетиту, поскольку близка к кристаллической решетке маггемита. Количественный анализ показал, что содержание шпинельной фазы в исследуемом магнитном порошке составляет $\sim 75\%$ масс. Также в каждом из образцов присутствует гематит $\sim 25\%$ масс. Иных магнитных

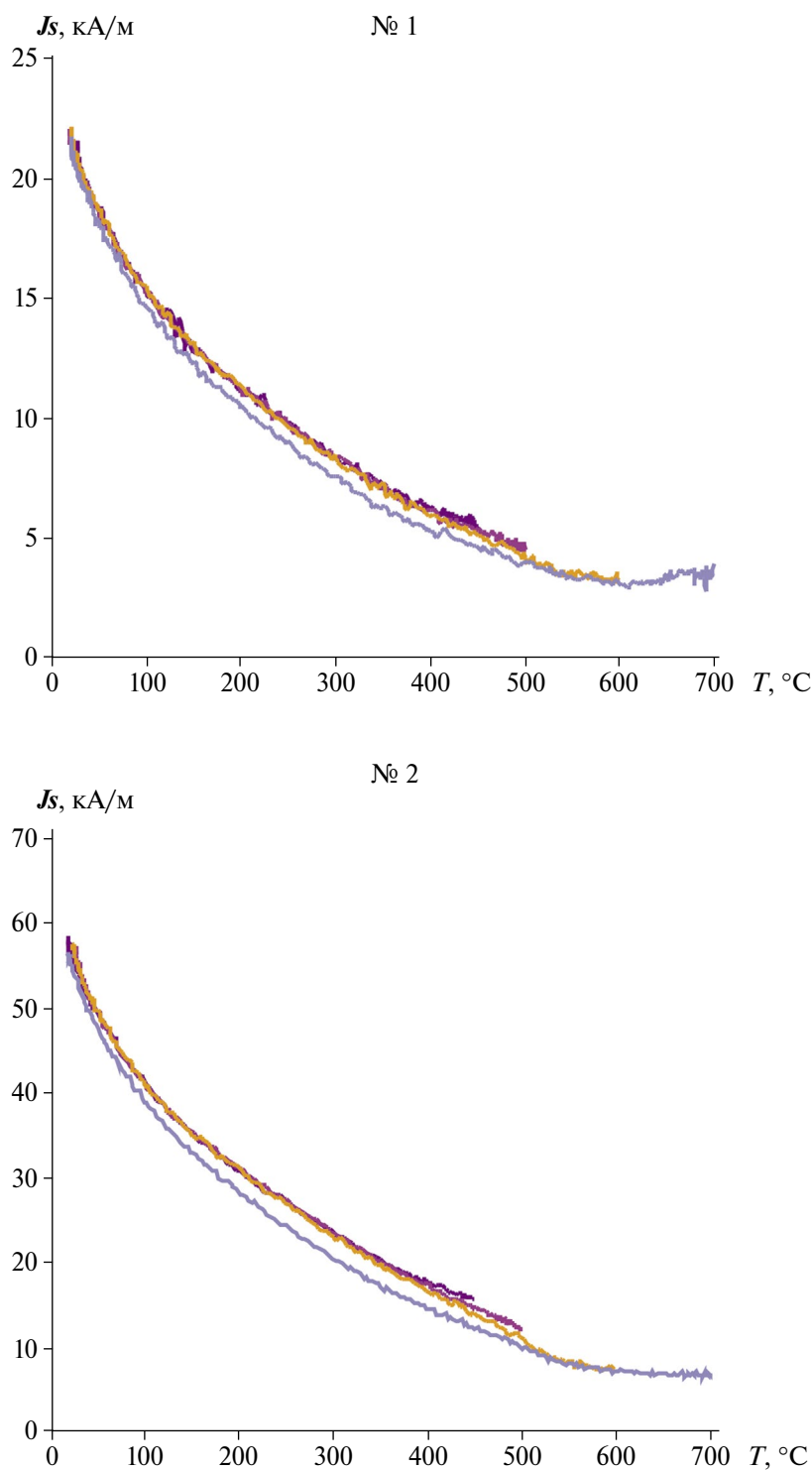


Рис. 1. Результаты ТМА двух образцов из разных пластин по зависимости намагниченности насыщения J_s от температуры T . Фиолетовый цвет соответствует нагреву до 450°C , розовый цвет — до 500°C , оранжевый цвет — до 600°C , голубой цвет — до 700°C . № 1, № 2 — номера пластин.

фаз не обнаружено. Анализ минеральной фракции показал наличие в образцах большого количества кварца ($\sim 63\%$ масс.), а также $\sim 32\%$ масс. полевого шпата и $\sim 5\%$ масс. гематита.

На кривой зависимости $B_{cr}(T)$ наблюдается минимум в диапазоне $\sim 160\text{--}180^\circ\text{C}$ (рис. 5а), что говорит о наличии в составе керамики магнитного минерала с низкой температурой Кюри. В этом же

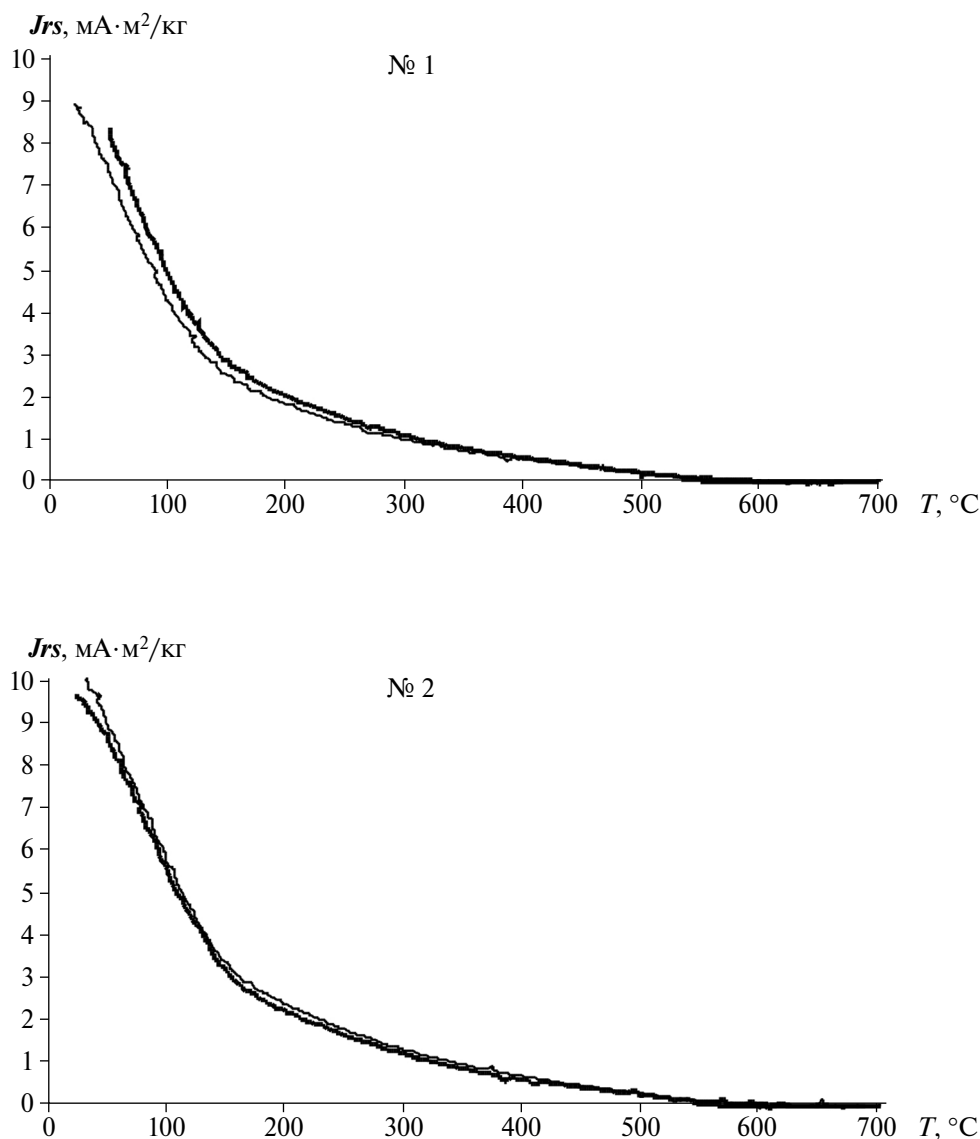


Рис. 2. Примеры термомагнитного анализа по зависимости остаточной намагниченности насыщения J_{rs} от температуры T . Жирная линия – первый нагрев, тонкая линия – второй нагрев. № 1, № 2 – номера пластин.

диапазоне температур также наблюдается перегиб на кривых $J_{rs}(T)$ (рис. 2). В качестве такого магнитного минерала может выступать ϵ - Fe_2O_3 . Температура Кюри у чистого синтетического ϵ - Fe_2O_3 , полученного в лаборатории, составляет 207–227°C [Kurmo et al., 2005; Namai et al., 2009]. У ϵ - Fe_2O_3 , который часто обнаруживают в археологических находках и в котором ионы трехвалентного железа могут быть замещены ионами немагнитных металлов, температура Кюри может быть значительно ниже 200°C [Kosterov et al., 2021].

При температуре 350°C наблюдается максимум B_{cr} , что соответствует температуре фазового перехода маггемита в гематит [Evans, Heller, 2003]. Неполное снижение кривой $B_{cr}(T)$ до

600°C говорит о наличии ферромагнитного минерала с точкой Кюри >600°C, что подтверждает вывод рентгенодифрактометрического исследования о содержании в керамике окисленного магнетита и гематита.

Кривая зависимости $B_c(T)$ показала наличие двух минимумов при температурах ~180°C и 600°C (рис. 5б), что подтверждает вывод о наличии в исследуемой керамике ϵ - Fe_2O_3 и окисленного Fe_3O_4 .

Тест Лаури [Lowrie, 1990] показал наличие в керамике магнитожесткого минерала с низкой температурой деблокирования ~200°C (рис. 6а, 6в). Соответствующие этому минералу кривые всегда проходят над кривыми магнитомягких минералов.

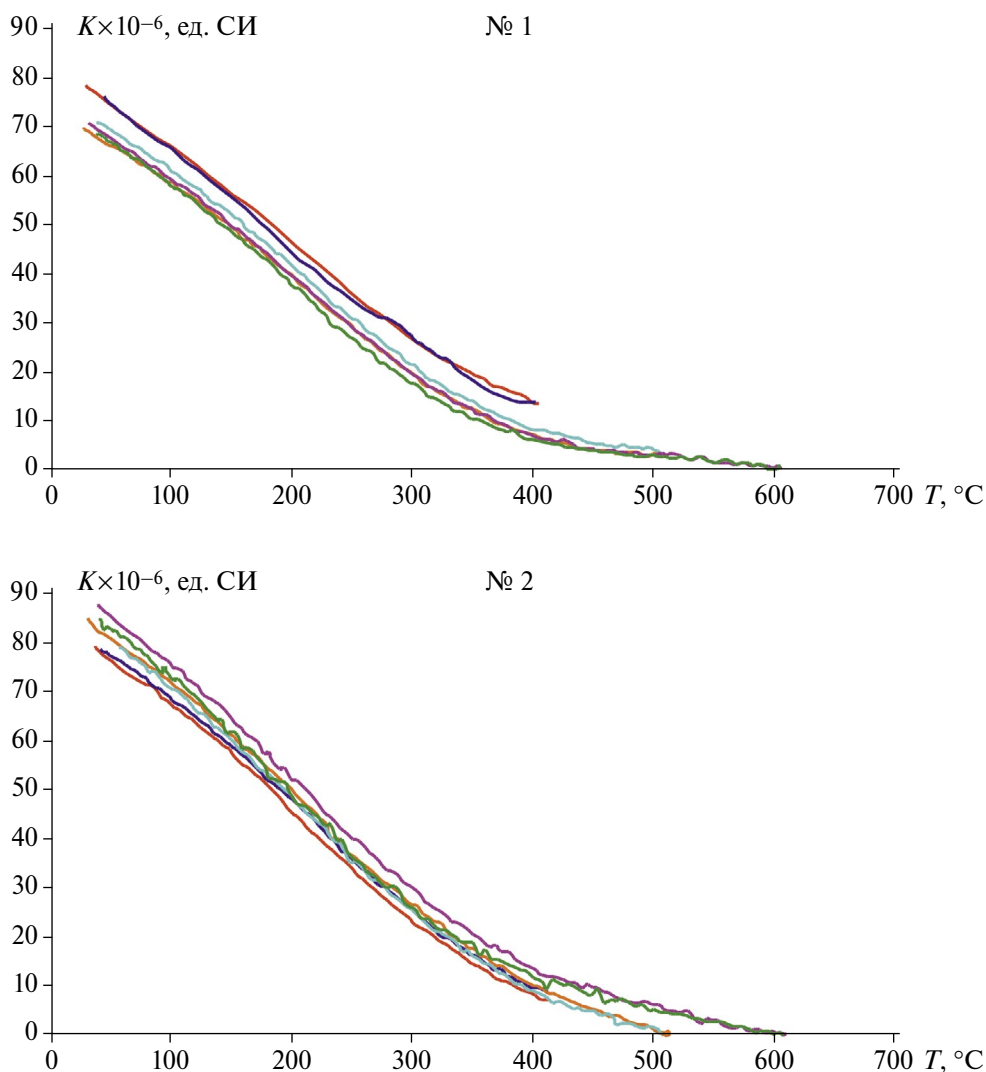


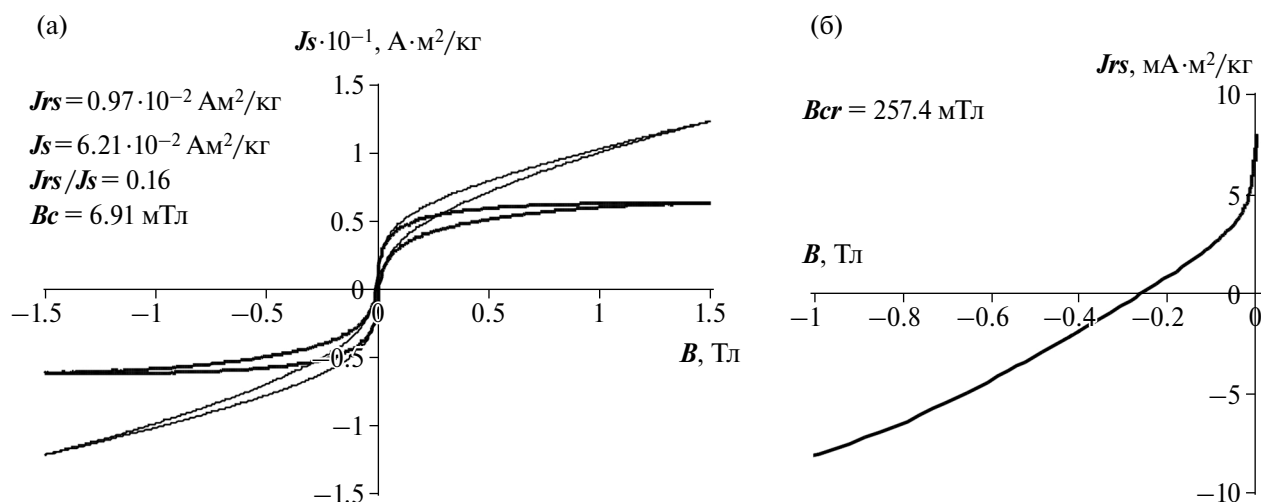
Рис. 3. Результаты ступенчатого термомантического анализа по зависимости магнитной восприимчивости K от температуры T . Ступенчатые нагревы до 400, 500 и 600 $^{\circ}\text{C}$. Красный, оранжевый, фиолетовый цвета — нагрев. Синий, голубой, зеленый — охлаждение. № 1, № 2 — номера пластин.

В качестве такого магнитожесткого минерала с низкой температурой деблокирования может выступать фаза, подобная $\epsilon\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Гётит, являясь высококоэрцитивным ферримангнитным минералом, также обладает низкой температурой деблокирования. В отличие от $\epsilon\text{-Fe}_2\text{O}_3$, нахождение гётита в керамике, подвергшейся длительному высокотемпературному обжигу, при котором температура достигала 1000 $^{\circ}\text{C}$, маловероятно [Kosterov et al., 2021], поскольку данный минерал при нагреве выше 250 $^{\circ}\text{C}$ переходит в гематит. Также в исследуемых образцах присутствует высококоэрцитивный минерал с максимальной температурой деблокирования ($\sim 600^{\circ}\text{C}$), который отвечает $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Такая низкая для гематита температура деблокирования указывает на замещение железа атомами примесей и/или на очень малый размер частиц.

Помимо этого, в образцах присутствуют магнитомягкие минералы, отвечающие магнетиту и/или маггемиту с температурой деблокирования 550–600 $^{\circ}\text{C}$ и магнитному минералу с температурой деблокирования 100–150 $^{\circ}\text{C}$ (рис. 6а, 6в). Интересно, что минерал с низкой температурой деблокирования не является ошибкой эксперимента, а действительно присутствует в керамике, о чем свидетельствуют результаты теста Лаури насыщения образцов в низких магнитных полях (рис. 6б, 6г). На кривых $J_{rs}(T)$, соответствующих полю 0.3 Тл, имеет место перегиб в районе 100–150 $^{\circ}\text{C}$. Возможно, что этим магнитным минералом являются очень малого размера частицы $\epsilon\text{-Fe}_2\text{O}_3$ в близком к суперпарамагнитному состоянию.

Анизотропия магнитной восприимчивости (AMS), измеренная на пяти дублях керамики,

№ 1



№ 2

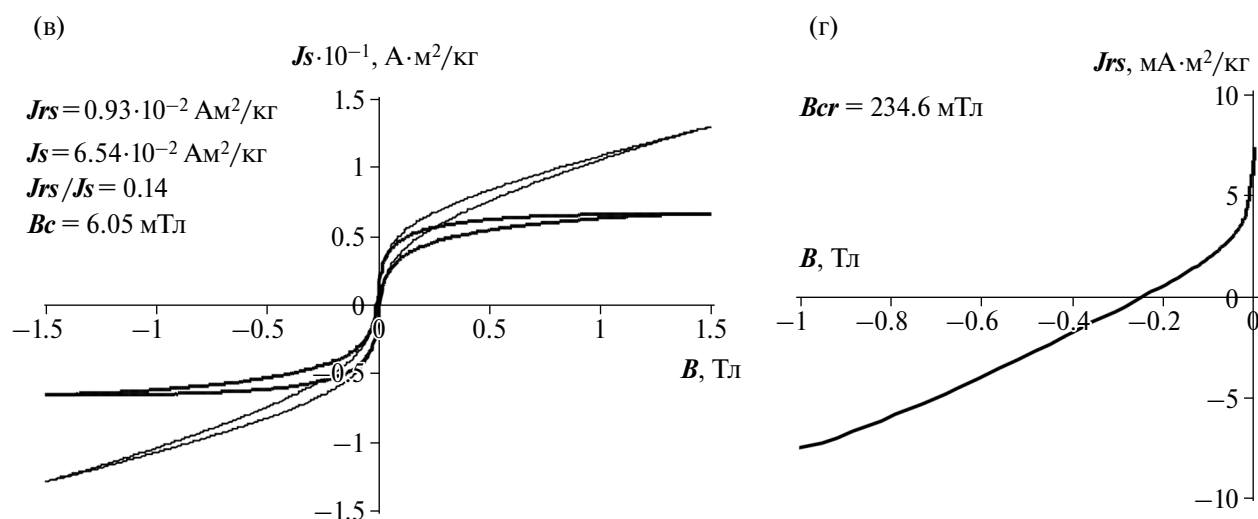


Рис. 4. Петли магнитного гистерезиса до удаления парамагнитного и диамагнитного вкладов — тонкая линия и после — жирная линия (а), (в). Кривые перемagnetизации в обратном магнитном поле (б), (г). № 1, № 2 — номера пластин.

достигает 62% (рис. 7б). Распределение проекций осей эллипсоида AMS на стереограмме (рис. 7а) характерно для плоскостной анизотропии, и может быть связано с технологией изготовления керамики, когда глиняное “тесто” раскатывалось на пластины в горизонтальной плоскости, разворачивая оси легкого намагничивания ферромагнитных зерен в плоскости давления.

Таким образом, проведенные магнито-минералогические и рентгено-дифрактометрические исследования позволяют сделать вывод, что магнитными минералами в изученной керамике являются зерна как низкокоэрцитивного

минерала — окисленного магнетита, так и высококоэрцитивных минералов — $\epsilon\text{-Fe}_2\text{O}_3$ и $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Образцы обладают высокой плоскостной AMS , что обуславливает необходимость учета анизотропии TRM в ходе проведения экспериментов по методу Телье—Коэ.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ АРХЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для учета анизотропии TRM на пилотном образце первой пластины керамики создавалась TRM в направлении вектора NRM .

Таблица 2. Результаты рентгенофазового анализа магнитной фракции, выделенной из образцов керамических пластин

Образец пластины 1	Образец пластины 2
Гематит $a = 5.02602(3) \text{ \AA}$ $c = 13.72001(2) \text{ \AA}$ Массовая доля: $\sim 22.2\%$	Гематит $a = 5.02569(9) \text{ \AA}$ $c = 13.71783(5) \text{ \AA}$ Массовая доля: $\sim 27.7\%$
Оксисленный магнетит $a = 8.3392(5) \text{ \AA}$ Массовая доля: $\sim 77.8\%$	Оксисленный магнетит $a = 8.34059(6) \text{ \AA}$ Массовая доля: $\sim 72.3\%$

Примечания: Ошибка в последнем знаке параметров кристаллической решетки указана в скобке. Максимальная ошибка количественного анализа составляет не более 1%.

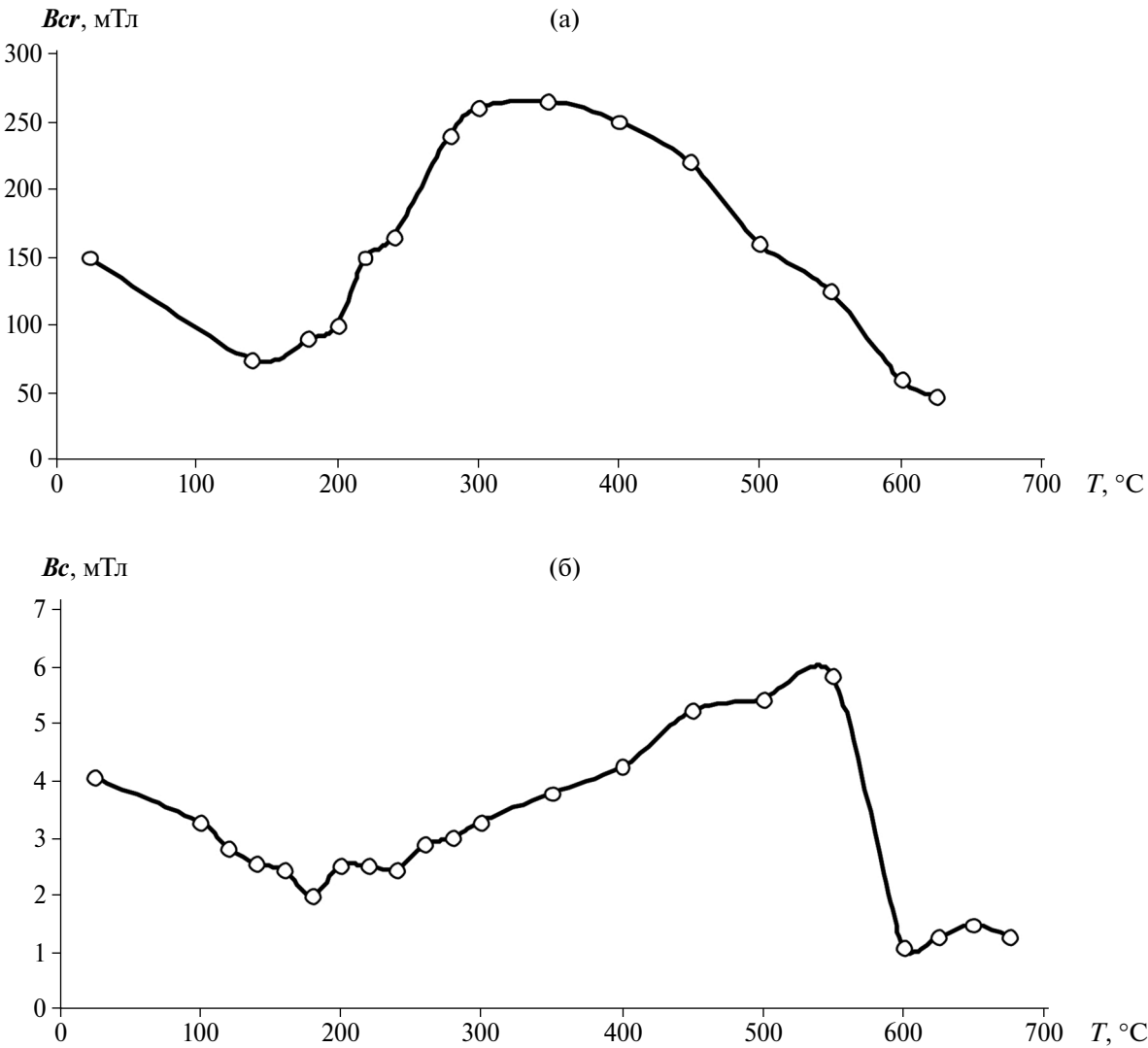


Рис. 5. Зависимости остаточной коэрцитивной силы B_{cr} (а) и коэрцитивной силы B_c (б) от температуры.

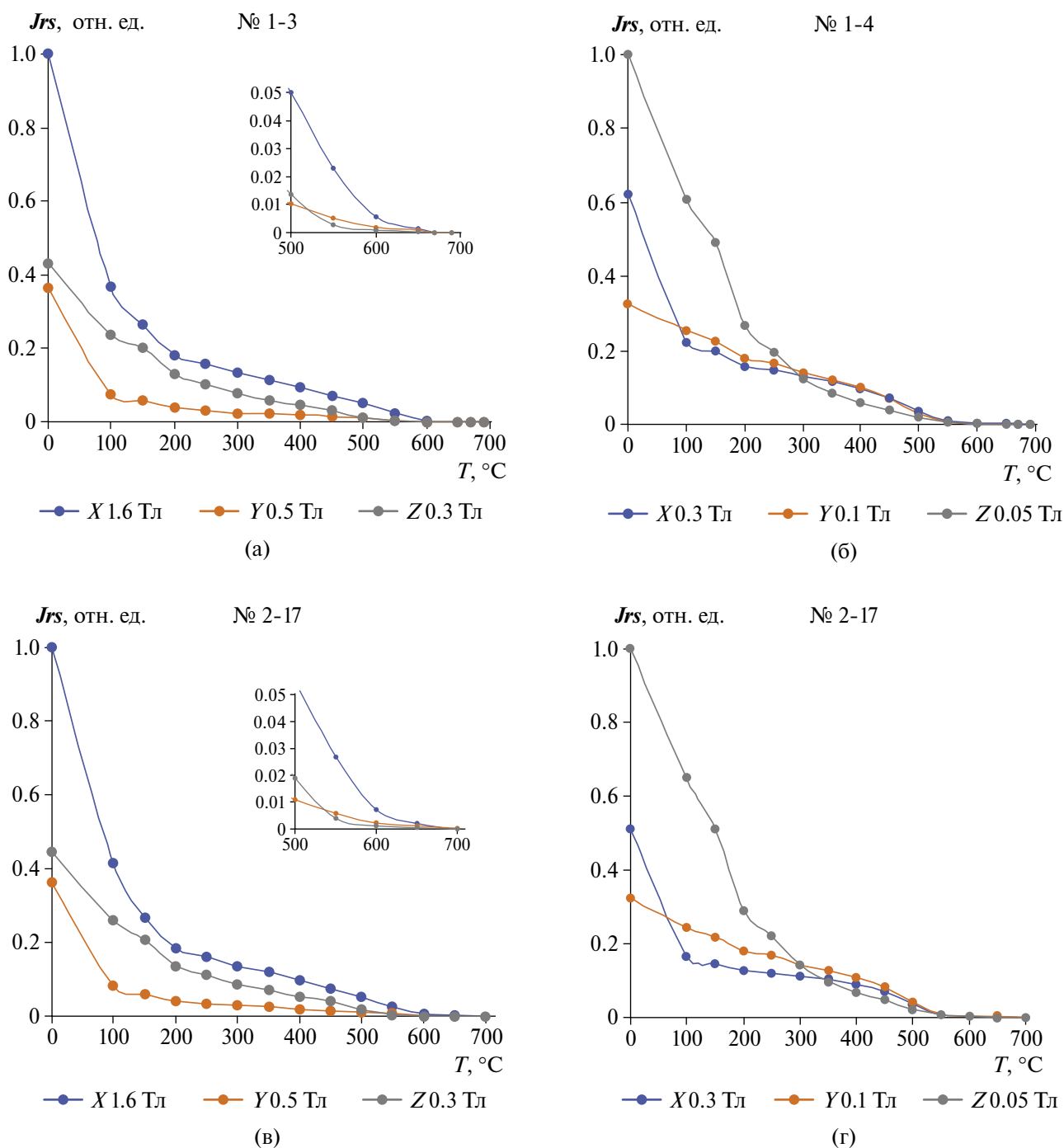


Рис. 6. Тест Лаури. Для создания остаточной намагниченности J_{rs} намагничивание образцов выполнено в трех ортогональных направлениях: (а), (в) — по оси X в магнитном поле 1.6 Тл, по оси Y в магнитном поле 0.5 Тл, по оси Z в магнитном поле 0.3 Тл; (б), (г) — по оси X в магнитном поле 0.3 Тл, по оси Y в магнитном поле 0.1 Тл, по оси Z в магнитном поле 0.05 Тл.

Первоначально, угол между NRM и TRM составлял $\sim 7.5^{\circ}$, поэтому потребовалось внесение поправки Δ в направление магнитного поля H . После разворота вектора H на угол Δ и создания повторной TRM , угол между NRM и TRM составлял 1.1° (рис. 8).

На пилотном образце второй пластины керамики угол между NRM и TRM составлял $\sim 2.3^{\circ}$, то есть меньше 5° , и внесение поправки в направление магнитного поля H не потребовалось.

После проведения экспериментов по методике Телье—Коэ при скоростях охлаждения

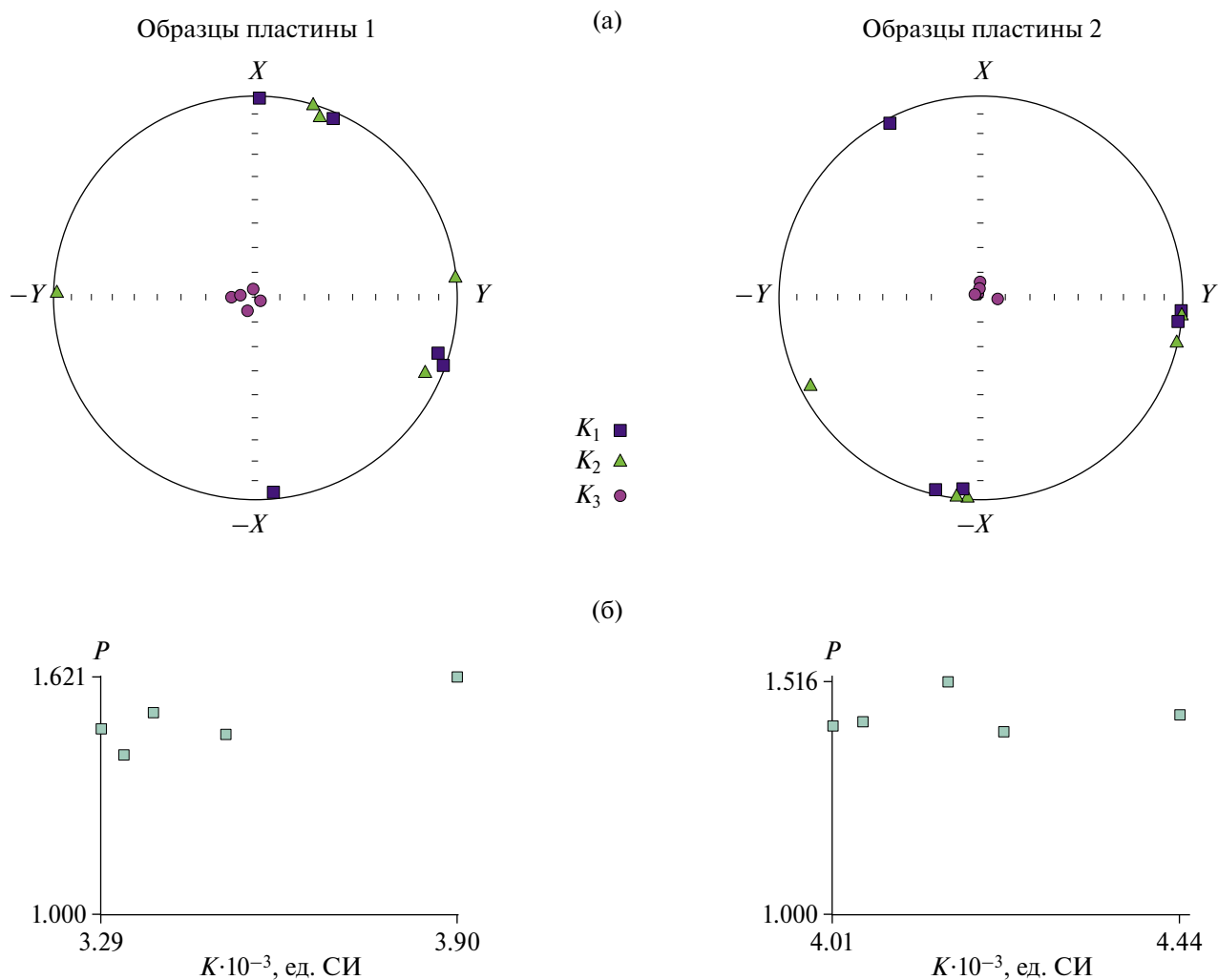


Рис. 7. (а) – Стереографические проекции главных осей эллипсоида *AMS* в системе координат образцов, в которой координатные оси *X* и *Y* лежат в плоскости раскатывания “глиняного теста”, а ось *Z* перпендикулярна этой плоскости: K_1 – максимальная ось; K_2 – промежуточная ось; K_3 – минимальная ось эллипсоида *AMS*; (б) – графики зависимости степени магнитной анизотропии *P* от магнитной восприимчивости *K*.

1 и $0.2^\circ/\text{с}$ получены значения археонапряженности магнитного поля, рассчитанные на всем температурном интервале $150\text{--}600^\circ\text{C}$ (табл. 3). Все полученные значения удовлетворяют перечисленным выше критериям отбора (1–5). Большинство результатов показывают заниженные значения археонапряженности. Несмотря на прямолинейный вид диаграмм Араи–Нагаты и удовлетворительные диаграммы Зийдервельда (рис. 9, рис. 10), значения археонапряженности магнитного поля занижены в среднем на 5–10 мкТл. Взвешенное среднее значение [Тейлор, 1985] археонапряженности 43.4 ± 0.1 мкТл. Это примерно на 9.3 мкТл ниже напряженности магнитного поля, имевшего место во время обжига керамики и измеренного в Геофизической обсерватории “Борок”, 52.7 ± 0.1 мкТл.

Значения археонапряженности, полученные на образцах 2-9, 2-10, 2-11, 2-12, которые охлаждались со скоростью $0.2^\circ/\text{с}$ при расчете по всему температурному интервалу $150\text{--}600^\circ\text{C}$, в целом почти не отличались от величин палеонапряженности, полученных со скоростью охлаждения $1^\circ/\text{с}$ (табл. 3). Это говорит о том, что на исследуемых образцах эффект скорости охлаждения можно не учитывать.

С другой стороны, температурное размагничивание образцов показало, что на диаграммах Зийдервельда большинство образцов демонстрировали небольшой перегиб в интервале $325\text{--}350^\circ\text{C}$, незначительно меняя (не более, чем на 10°) направление вектора характеристической намагниченности. Можно сказать, что на диаграммах Зийдервельда выделялись

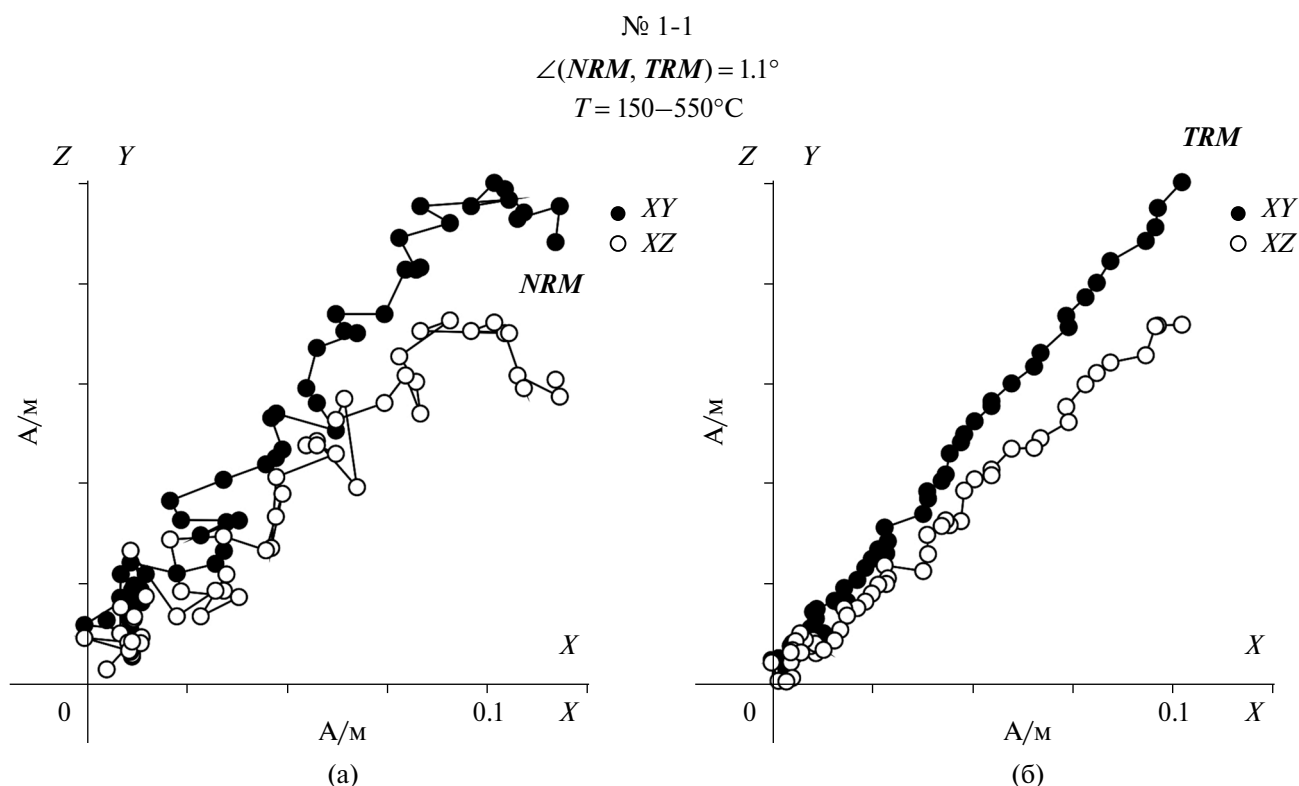


Рис. 8. Примеры диаграмм Зийдervельда терморазмагничивания *NRM* – (а) и *TRM* – (б) пилотного образца 1-1 для учета анизотропии *TRM*.

две компоненты намагниченности: первая – в низкотемпературном интервале $150-350^\circ\text{C}$, вторая – в высокотемпературном $350-600^\circ\text{C}$ (рис. 9). В то же время, диаграммы Арай–Нагаты этих образцов показывают изменение угла наклона линии аппроксимации в районе $325-350^\circ\text{C}$.

Результаты оценки величины археонапряженности геомагнитного поля и параметров качества на высокотемпературном и низкотемпературном интервалах также приведены в табл. 3. На высокотемпературном интервале только семь определений археонапряженности магнитного поля удовлетворяли всем вышеперечисленным критериям отбора (1–5). Взвешенная средняя величина археонапряженности магнитного поля на этом температурном интервале дает наилучшее приближение (51.1 ± 0.3 мкТл) к величине магнитного поля (52.7 ± 0.1 мкТл), измеренного в Геофизической обсерватории “Борок” во время обжига керамики. Расчет величины археонапряженности магнитного поля на низкотемпературном интервале, напротив, дает заниженные на ~ 12.7 мкТл значения. Средняя взвешенная величина археонапряженности на этом интервале 40.0 ± 0.1 мкТл.

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Уменьшение угла наклона прямых аппроксимации диаграмм Арай–Нагаты при температуре $150-350^\circ\text{C}$ может наблюдаться, если в ходе эксперимента Телье–Коэ разрушаемая температурой часть *NRM* меньше, чем приобретаемая *pTRM*. При остывании керамики в магнитном поле процесс образования в ней *TRM* идет от высоких температур к низким. В эксперименте Телье–Коэ образование *pTRM*_{лаб} идет, наоборот, последовательно от низких температур к высоким. Эти два процесса, в принципе, могут приводить к неодинаковым значениям *pTRM*, если образование *TRM* идет на многодоменных зернах [Виноградов, Марков, 1989; Shcherbakova et al., 2000].

Для проверки этого предположения на десяти образцах керамики был проведен эксперимент по методу Вилсона [Wilson, 1961] (рис. 11). Величины археонапряженности, определенные по этому методу, рассчитанные для низкотемпературного и высокотемпературного интервалов, приведены в табл. 4. Средние величины археонапряженности, рассчитанные по десяти образцам, на низкотемпературном интервале оказываются примерно на 12 мкТл ниже, чем определенные на высокотемпературном интервале, что совпадает

Таблица 3. Параметры оценки качества определений археонапряженности *H* геомагнитного поля и значения археонапряженности со среднеквадратичной ошибкой σ , определенные на образцах двух керамических пластин

№ образца	$T_1-T_2, ^\circ\text{C}$	N	Gap	q	$DRAT, \%$	$CDRAT, \%$	$H \pm \sigma, \text{ мкТл}$
Весь температурный интервал							
1-3	150–600	19	0.91	27.03	4.24	1.17	43.3 ± 0.9
1-4	150–600	19	0.92	57.12	2.83	3.57	46.3 ± 0.5
1-5	150–600	19	0.92	63.65	2.95	1.12	40.3 ± 0.4
1-6	150–600	19	0.92	57.62	3.92	4.10	40.7 ± 0.4
1-7	150–600	19	0.92	49.66	2.06	8.78	43.6 ± 0.5
1-8	150–600	19	0.91	72.99	4.81	14.72	41.3 ± 0.4
1-9	150–600	19	0.92	57.60	3.28	4.80	41.1 ± 0.5
1-10	150–600	19	0.92	21.62	2.66	2.73	34.1 ± 0.9
1-11	150–600	19	0.91	62.35	3.21	5.02	43.6 ± 0.4
2-3	150–600	19	0.93	37.78	2.02	1.43	54.2 ± 0.4
2-4	150–600	19	0.92	66.10	4.89	7.22	48.9 ± 0.5
2-6	150–600	19	0.92	38.44	2.32	3.40	37.9 ± 0.5
2-7	150–600	19	0.92	54.05	3.02	5.33	44.7 ± 0.5
2-8	150–600	19	0.92	47.14	2.40	3.50	44.9 ± 0.5
2-9	150–600	10	0.85	51.80	1.77	2.41	41.2 ± 0.5
2-10	150–600	10	0.84	57.80	3.16	4.36	42.2 ± 0.4
2-11	150–600	10	0.85	62.08	1.99	3.18	42.9 ± 0.4
2-12	150–600	10	0.84	38.38	4.65	3.17	42.3 ± 0.6
Взвешенная средняя величина <i>H</i> со взвешенной ошибкой Δ							43.4 ± 0.1
Высокотемпературный интервал: максимально приближенные к современному полю значения							
1-3	300–600	13	0.82	5.69	8.15	2.25	50.2 ± 2.5
1-4	325–600	12	0.88	7.79	7.32	9.24	50.5 ± 1.4
1-5	350–600	11	0.87	8.10	9.37	3.56	47.1 ± 1.0

Таблица 3 (окончание)

№ образца	T_1-T_2 , °C	N	Gap	q	$DRAT$, %	$CDRAT$, %	$H \pm \sigma$, мкТл
1-6	375–575	9	0.84	2.73	13.76	0.71	48.6±1.5
1-7	325–550	10	0.86	4.42	6.32	29.76	49.4±2.0
1-10	350–575	10	0.86	2.06	9.64	6.59	50.9±3.5
2-3	200–600	17	0.92	37.62	2.55	1.82	52.0±0.3
2-4	150–550	17	0.91	55.99	5.06	9.94	49.1±1.0
2-6	350–550	9	0.83	5.06	8.69	6.56	49.8±1.4
2-7	350–575	10	0.86	3.10	9.79	13.71	49.2±2.8
2-8	325–600	12	0.86	4.91	6.57	9.59	51.49±2.1
2-9	350–550	5	0.73	5.24	6.72	9.18	47.5±1.2
Взвешенная средняя величина H со взвешенной ошибкой Δ							51.1±0.3
Низкотемпературный интервал: заниженные значения поля H							
1-3	150–300	7	0.81	21.90	3.01	2.04	40.0±0.5
1-4	150–325	8	0.84	22.82	4.60	5.91	43.8±0.7
1-5	150–325	8	0.84	29.31	3.54	2.49	39.3±0.5
1-6	150–325	8	0.84	15.39	2.82	1.23	41.3±1.0
1-7	150–325	8	0.84	11.50	2.54	5.00	41.4±1.3
1-10	150–300	7	0.83	5.36	5.85	6.25	36.9±1.5
2-6	150–325	9	0.85	11.0	3.35	1.43	35.4±1.3
2-7	150–300	7	0.82	7.30	6.80	7.66	43.7±1.5
2-8	150–325	8	0.83	16.12	0.94	0.68	42.8±0.9
2-9	150–350	5	0.73	214.9	2.51	4.82	39.9±0.1
2-10	150–350	5	0.72	29.87	4.40	4.58	42.9±0.5
Взвешенная средняя величина H со взвешенной ошибкой Δ							40.1±0.1

Примечания: Взвешенная средняя величина археонапряженности геомагнитного поля H со взвешенной ошибкой Δ выделена жирным шрифтом. Серым цветом выделены параметры оценки качества определений, выходящие за референтные значения и неучтенные при оценке среднего. Номера образцов керамики, выделенные жирным шрифтом, соответствуют образцам, скорость остывания которых в эксперименте Телье равнялась 0.2°/с.

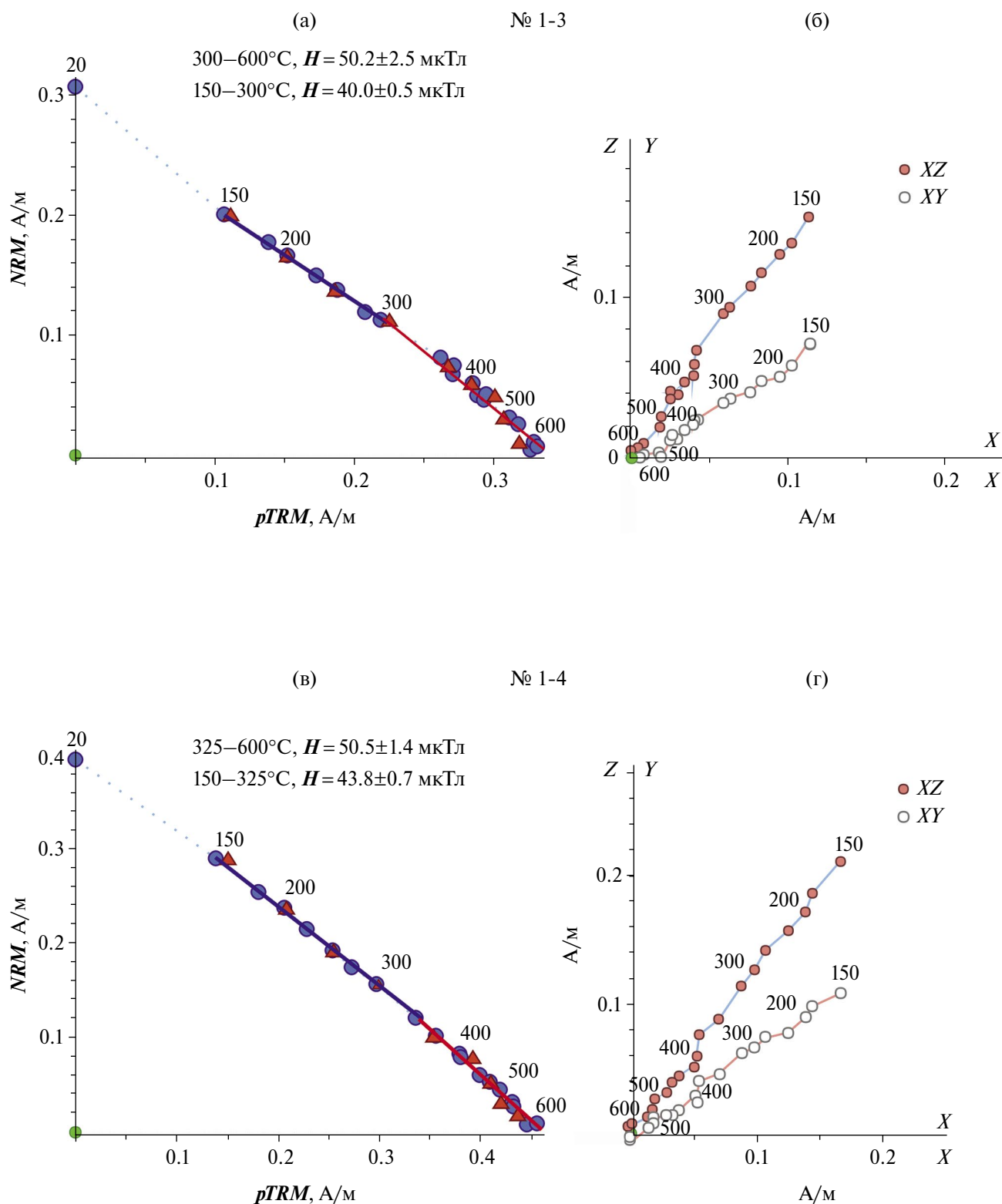


Рис. 9. Примеры диаграмм Арай–Нагаты (а), (в), (д) и Зийдervельда (б), (г), (е) со скоростью охлаждения $1^\circ/\text{с}$ и диаграммы Арай–Нагата (ж) и Зийдervельда (з) со скоростью охлаждения $0.2^\circ/\text{с}$. Числами около точек обозначены температуры нагрева в $^\circ\text{C}$.

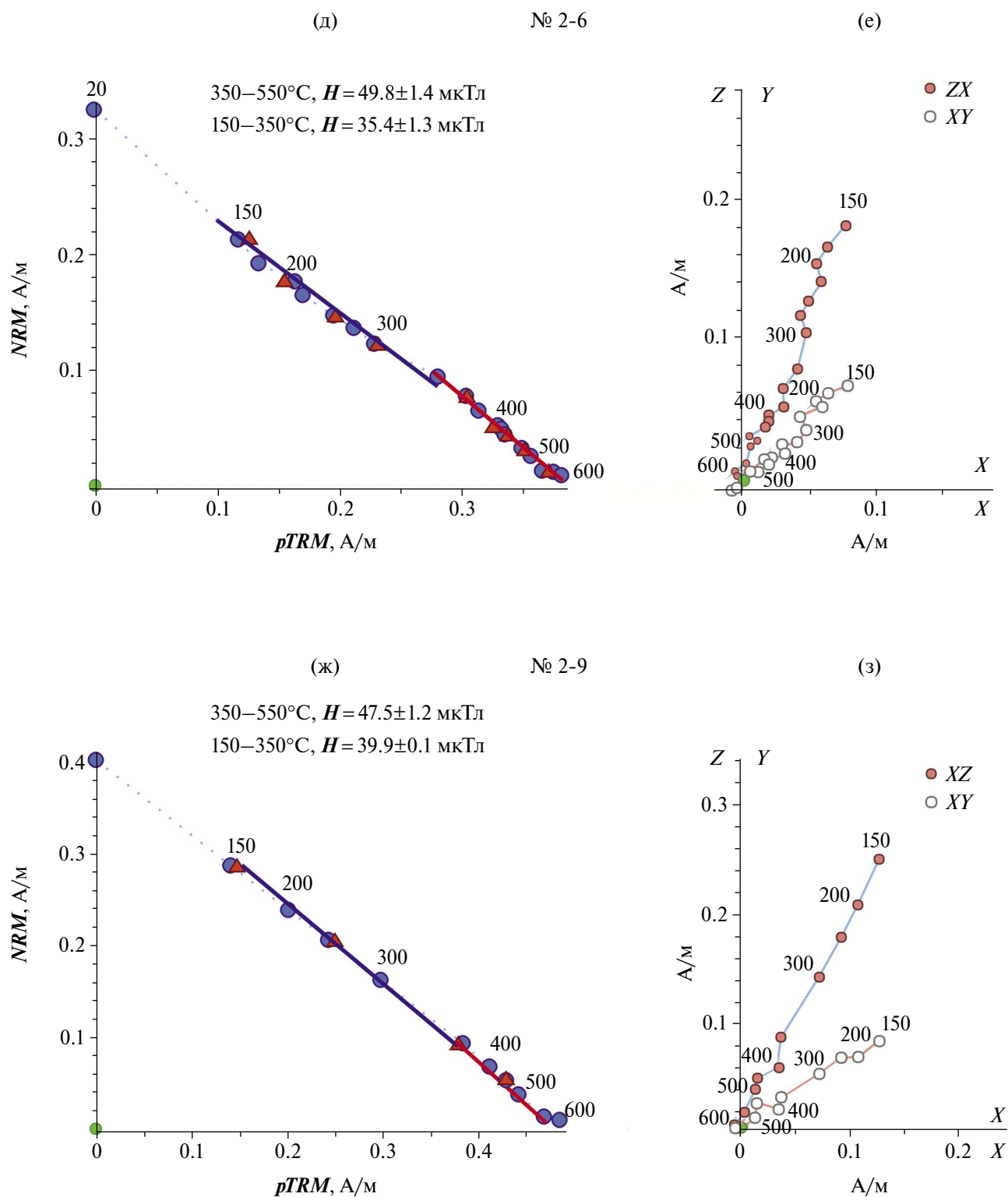


Рис. 9 (окончание)

с результатами определения археонапряженности по модифицированному методу Телье–Коэ. На выбранных интервалах расчета (табл. 4) кривые температурного размагничивания NRM

и вновь созданной $TRM_{\text{лаб}}$ совпадают или располагаются почти параллельно друг другу. Температурные ряды NRM и $TRM_{\text{лаб}}$ имеют высокий коэффициент детерминации R^2

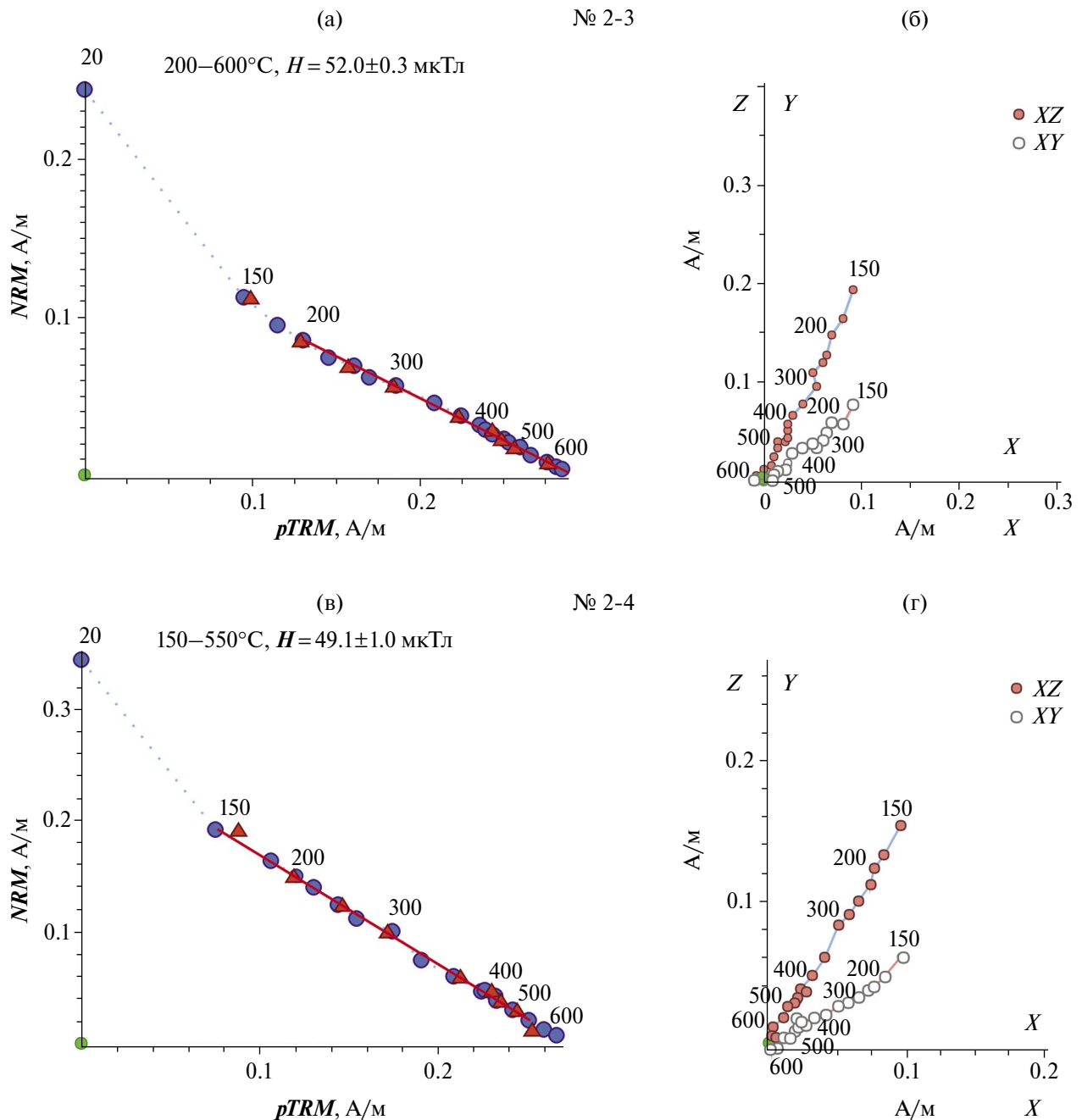


Рис. 10. Примеры диаграмм Арай–Нагаты (а), (в) и Зийдervельда (б), (г) со скоростью охлаждения $1^\circ/\text{с}$. Расчет археонапряженности магнитного поля велся практически на всем температурном интервале. Числами около точек обозначены температуры нагрева в $^\circ\text{C}$.

и удовлетворяют критерию Колмогорова–Смирнова.

Таким образом, было показано, что процесс приобретения TRM в гончарной мастерской идентичен процессу приобретения $pTRM$ в эксперименте по методу Телье–Коэ, и это не могло быть причиной расхождения величин архео-напряженности, рассчитанных для разных температурных интервалов.

Другим объяснением данного явления могло бы быть наличие в составе данной керамики фазы $\varepsilon\text{-Fe}_2\text{O}_3$, которой не было изначально в составе глиняного “теста” и которая могла образоваться при обжиге и длительной выдержке керамики при температуре выше 900°C [Tronc et al., 1998; Bukhtiyarova et al., 2011]. В эксперименте Телье–Коэ после нагрева до температуры Кюри $\varepsilon\text{-Fe}_2\text{O}_3$ теряет свои ферромагнитные

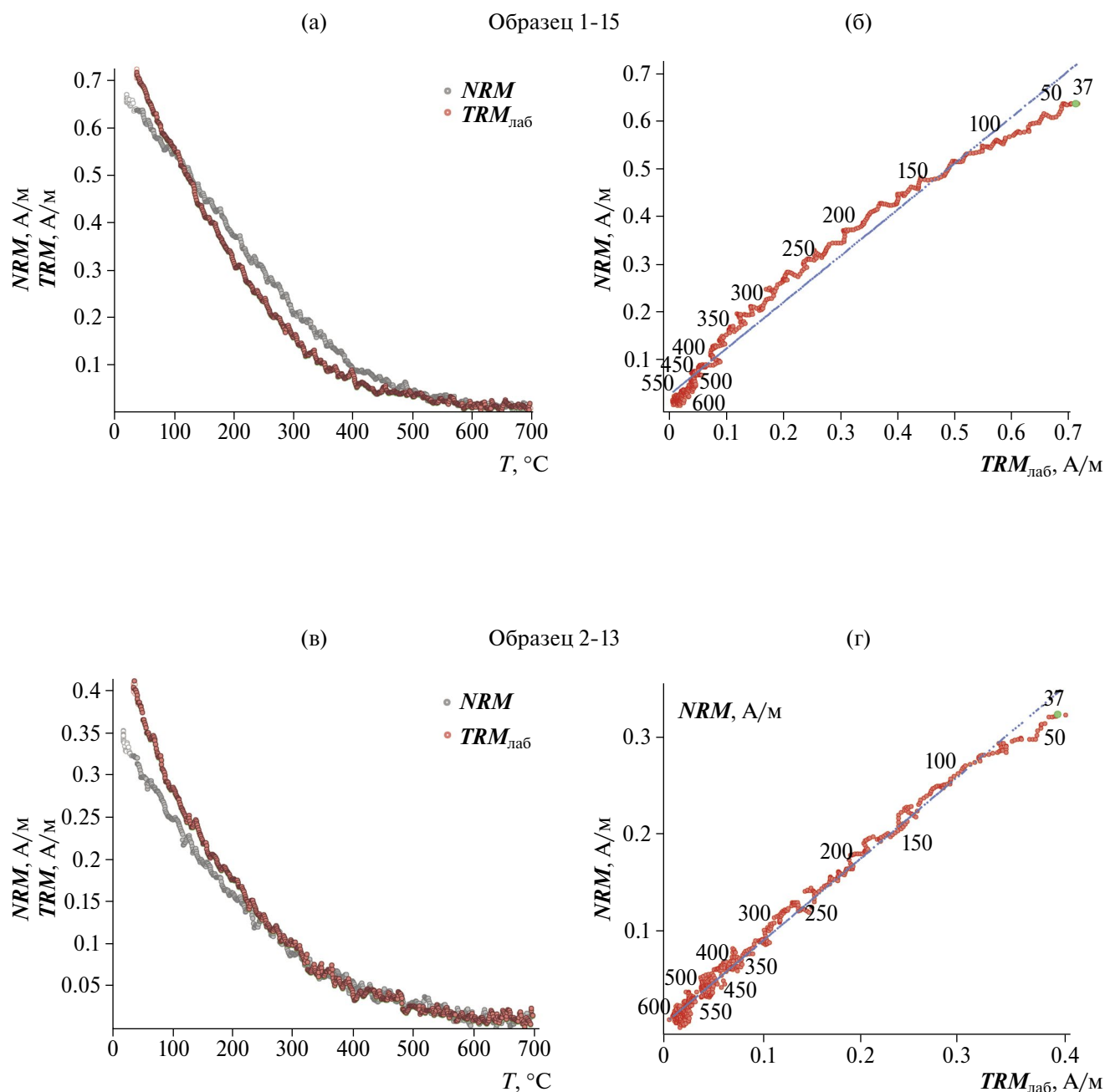


Рис. 11. Кривые температурного размагничивания NRM и $TRM_{\text{лаб}}$ — (а), (в). Кривая зависимости $NRM(TRM_{\text{лаб}})$ — красная линия (б), (г). Голубая прямая — линейная аппроксимация. Числа около точек на кривой обозначают температуры нагрева в °C.

свойства. При этом приобретаемая $pTRM$ становится равной разрушаемой части NRM и изменение наклона прямых аппроксимации диаграмм Арай—Нагаты было бы при температурах ниже 200°C, а не в наблюдаемом интервале температур 325–350°C.

Еще одним возможным объяснением изменения наклона прямых на диаграммах Арай—Нагаты в районе 325–350°C может служить

деблокирование магнитных моментов зерен, размером очень близким к границе перехода из суперпарамагнитного состояния в стабильное однодоменное (устное сообщение А.А. Костерова). Об этом свидетельствует рост кривых Bcr после минимума при 150°C. Магнитные зерна с самыми малыми размерами и соответственно с самыми малыми деблокирующими температурами при повторных нагревах будут способны возобновить свой рост, и некоторые из них

Таблица 4. Значения археонапряженности *H* геомагнитного поля со стандартной ошибкой σ , рассчитанные по методу Вилсона на образцах двух керамических пластин для двух температурных интервалов

№ образца	Низкотемпературный интервал $T_1-T_2, ^\circ\text{C}$	$H \pm \sigma, \mu\text{Тл}$	Высокотемпературный интервал $T_1-T_2, ^\circ\text{C}$	$H \pm \sigma, \mu\text{Тл}$
1-13	150–220	36.3 ± 0.3	220–375	52.9 ± 0.3
1-14	150–225	36.5 ± 0.1	225–400	51.7 ± 0.2
1-15	150–200	40.9 ± 0.6	200–390	52.6 ± 0.2
1-16	150–300	49.0 ± 0.3	300–600	52.5 ± 0.2
1-17	150–220	38.9 ± 0.4	200–400	52.3 ± 0.1
2-13	150–350	41.3 ± 0.2	350–650	52.2 ± 0.2
2-14	150–300	50.2 ± 0.3	300–550	52.5 ± 0.2
2-15	150–300	42.5 ± 0.1	300–550	50.9 ± 0.2
2-16	140–300	37.2 ± 0.5	300–650	50.2 ± 0.2
2-17	150–300	41.0 ± 0.1	300–410	53.2 ± 0.6
Взвешенная средняя величина <i>H</i> со взвешенной ошибкой Δ		40.5 ± 0.1		52.0 ± 0.1

Примечание: взвешенная средняя величина археонапряженности геомагнитного поля *H* со взвешенной ошибкой σ выделена жирным шрифтом.

достигнут границы стабильного однодоменного состояния. Такие зерна вносят дополнительный вклад в *pTRM*_{лаб}, но не в *NRM*, что и приведет к занижению наклона прямых на диаграммах Арай–Нагаты в низкотемпературном интервале 150–350°С.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для воспроизведения величины геомагнитного поля, имеющего место во время обжига керамики, изготовленной в известном месте и в известное время, проведены эксперименты по методам Телье–Коэ (с учетом скорости охлаждения и анизотропии *TRM*) и по методу Вилсона (с учетом анизотропии *TRM*). Установлено, что данная керамика содержит в своем

составе окисленный магнетит, гематит и $\epsilon\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Наличие $\epsilon\text{-Fe}_2\text{O}_3$ в исследуемой керамике, по-видимому, обусловлено высокой температурой обжига и длительной выдержкой при этой температуре. Адекватно отражающие магнитное поле, имевшее место во время обжига керамики, определения археонапряженности, получены на высокотемпературном интервале 350–550°С диаграмм Арай–Нагаты и Вилсона. При этом низкотемпературный интервал 150–350°С показал заниженные (в среднем на ~13 мкТл) значения археонапряженности. Это, возможно, связано с наличием в исследуемой керамике мелких магнитных зерен, близких по размеру к суперпарамагнитным, которые при последующих нагревах способны возобновить свой рост и достигнуть стабильного однодоменного состояния.

Таким образом, полученные в данной работе результаты показали, что археоманитные исследования изготовленной керамики и, что важно, других археологических образцов дают достоверные определения археонапряженности только на высокотемпературном интервале.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Археоманитные, петромагнитные и рентгенодифрактометрические исследования выполнены в Центре коллективного пользования “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” ИФЗ РАН [Веселовский и др., 2022] при финансовой поддержке Гос. задания № FMWU-2022-0005 ИФЗ РАН и Геофизической обсерватории “Борок” при финансовой поддержке Гос. задания № 0144-2019-0024 ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Веселовский Р.В., Дубиня Н.В., Пономарев А.В. и др. Центр коллективного пользования Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. 0579. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0579>
- Виноградов Ю.К., Марков Г.П. О влиянии вторичного низкотемпературного прогрева на магнитное состояние многодоменного магнетита. Исследования в области палеомагнетизма и магнетизма горных пород / Щербак В.В. (ред.). М.: ИФЗ РАН. 1989. С. 31–39.
- Сальная Н.В. Эволюция напряженности магнитного поля на территории Европейской части России во втором тысячелетии нашей эры. Дис. ... канд. физ.-мат. наук. Санкт-Петербург. 2022. 210 с.
- Тейлор Дж. Введение в теорию ошибок. М.: Мир. 1985. 272 с.
- Bukhtiyarova G.A., Shuvaeva M.A., Bayukov O.A., Martynov O.N. Facile synthesis of nanosized ϵ -Fe₂O₃ particles on the silica support // Journal of Nanoparticle Research. 2011. V. 13. № 10. Pp. 5527–5534.
- Coe R.S. Paleointensities of the Earth’s magnetic field determined from tertiary and quaternary rocks // J. Geophys. Res. 1967. V. 72. P. 3247–3262.
- Coe R.S., Gromme S., Mankinen E.A. Geomagnetic paleointensity from radiocarbon-dated flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. P. 1740–1756.
- Gromme C.S., Wright T.L., Peck D.L. Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Ma-kaopuhi lava lakes, Hawaii // J. Geophys. Res. 1969. V. 74. P. 5277–5294.
- Kissel C., Laj C. Improvements in procedure and paleointensity selection criteria (PICRIT-03) for Thellier and Thellier determinations: application to Hawaiian basaltic long cores // Phys. Earth Planet. Inter. 2004. V. 147. P. 155–169.
- Kosterov A., Kovacheva M., Kostadinova-Avramova M., Minaev P., Salnaia N., Surovitskii L., Yanson S., Sergienko E., Kharitonskii P. High-coercivity magnetic minerals in archaeological baked clay and bricks // Geophys. J. Int. 2021. V. 224. P. 1256–1271.
- Kurmoo M., Rehspringer J.L., Hutlova A., D’Orleans C., Vilminot S., Estournes C., Niznansky D. Formation of nanoparticles of ϵ -Fe₂O₃ from yttrium iron garnet in a silica matrix: an unusually hard magnet with a Morin-like transition below 150 K // Chem. Mater. 2005. V. 17. P. 1106–1114.
- Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties // Geophys. Res. Lett. 1990. V. 17. P. 159–162.
- Nagata T., Arai Y., Momose K. Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years // J. Geophys. Res. 1963. V. 68. P. 5277–5281.
- Namai A., Sakurai S., Nakajima M., Suemoto T., Matsumoto K., Goto M., Sasaki S., Ohkoshi S. Synthesis of an electromagnetic wave absorber for high-speed wireless communication // J. Am. Chem. Soc. 2009. V. 131. P. 1170–1173.
- Prevot M., Mankinen E.A., Coe R.S., Gromme S.C. The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition 2. Field intensity variations and discussion of reversal models // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. № B12. P. 10417–10448.
- Roberts A.P., Cui Y., Verosub K.L. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and determination of components in mixed magnetic systems // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 17909–17924.
- Rietveld H.M. A profile refinement method for nuclear and magnetic structures // J. Appl. Crystallogr. 1969. V. 2. P. 65–71.
- Selkin P.A., Tauxe L. Long-term variations in palaeointensity // Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A. 2000. V. 358. P. 1065–1088.
- Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Heider F. Properties of partial thermoremanent magnetization in pseudosingle domain and multidomain magnetite grains // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. P. 767–781.
- Thellier E., Thellier O. Sur l’intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // Ann. Geophys. 1959. V. 15. P. 285–378.
- Tronc E., Chaneac C., Jolivet J.P. Structural and magnetic characterization of ϵ -Fe₂O₃ // J. Solid State Chem. 1998. V. 139. P. 93–104.
- Wilson R.L. Paleomagnetism in Northern Iceland. Pt. 1: The thermal demagnetization of natural magnetic moments in rock // Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1961. V. 5. P. 45–69.
- Zijderveld J.D.A. Demagnetization of rocks: analysis of results. Methods in Paleomagnetism. Amsterdam: Elsevier. 1967. P. 254–286.

What Does the Archaeomagnetic Record Of Fired Ceramics Reflect?

O. V. Pilipenko^{a, *}, G. P. Markov^{a, **}, N. V. Salnaya^{b, ***},
P. A. Minaev^{a, ****}, and N. A. Aphinogenova^{c, *****}

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^b*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

^c*Borok Geophysical Observatory, Branch of the Schmidt Institute of Physics of the Earth,
Russian Academy of Sciences, Borok, Yaroslavl Region, 152742 Russia*

^{*}*e-mail: pilipenko@ifz.ru*

^{**}*e-mail: gpmarkov@yandex.ru*

^{***}*e-mail: natasavi@inbox.ru*

^{****}*e-mail: ps1100@ya.ru*

^{*****}*e-mail: aphina312@mail.ru*

Received October 17, 2023

revised December 27, 2023

accepted January 10, 2024

Abstract — A complex of archaeomagnetic and rock-magnetic studies is conducted to compare the archaeomagnetic intensity determined by the Thellier–Coe and Wilson methods with the known “true” value of the geomagnetic field during the firing of the ceramic samples manufactured on February 21, 2017 in Myshkin, Yaroslavl region, Russia.

The obtained results show two different values of archaeomagnetic intensity corresponding to two temperature intervals. The values obtained in the low-temperature interval (~ 150 – 350°C) are approximately $13\ \mu\text{T}$ lower than the true value, while the values obtained in the interval of ~ 350 – 600°C are fairly close to the “true” ones. The cause of the phenomenon is likely due to the presence of small magnetic grains in the ceramic under study, which are close in size to superparamagnetic ones and are capable of resuming their growth upon heating and reaching the particle sizes in a single-domain state.

The results of rock-magnetic studies suggest that thermoremanent magnetization in the studied ceramics is carried by grains of oxidized magnetite, hematite, and possibly $\varepsilon\text{-Fe}_2\text{O}_3$.

Keywords: archaeomagnetism, archaeointensity of the geomagnetic field, Thellier–Coe method, Wilson method, fired ceramics

УДК 550.831+838

О ПОСТРОЕНИИ МАГНИТНОГО И ГРАВИТАЦИОННОГО “ИЗОБРАЖЕНИЙ” МЕРКУРИЯ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

© 2024 г. И. Э. Степанова¹, *, А. Г. Ягола², Д. В. Лукьяненко², И. И. Колотов²

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

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

*E-mail: tet@ifz.ru

Поступила в редакцию 15.09.2023 г.

После доработки 07.11.2023 г.

Принята к публикации 08.11.2023 г.

Предложена новая методика одновременного построения магнитного и гравитационного “изображений” Меркурия по данным спутниковых миссий на основе региональной версии метода линейных интегральных представлений. Математическая постановка обратной задачи по нахождению “образов” планеты по данным о потенциальных полях, полученных в разное время и с разной точностью, редуцируется к решению систем линейных алгебраических уравнений с приближенно заданными правыми частями. По найденным из решения плохо обусловленной системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) аналитическим аппроксимациям магнитного и гравитационного полей Меркурия определяются распределения эквивалентных источников на сферах. Приводятся результаты математического эксперимента по нахождению магнитного “изображения” Меркурия по продолженным в сторону источников поля значениям радиальной компоненты вектора магнитной индукции.

Ключевые слова: магнитное поле, совместная интерпретация, линейные интегральные представления, эквивалентные источники.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724030083>, **EDN:** AINMQO

ВВЕДЕНИЕ

Информация об объектах Солнечной системы, полученная благодаря межпланетным миссиям, таким как Mariner-10, Messenger, BepiColombo, позволяет уточнять внутреннее строение планет и доказывать правоту выдвинутых ранее гипотез о происхождении физических полей, например, о внутреннем происхождении магнитного поля Меркурия. Благодаря данным Mariner-10 исследователи сделали вывод о внутреннем происхождении магнитного поля Меркурия [Ness et al., 1974; 1975; Johnson et al., 2012; Alexeev et al., 2010; Wicht et al., 2014]. Меркурий, как выяснилось, обладает целым рядом особенностей — в частности, достаточно сильным магнитным полем.

Миссия Messenger позволила изучить поверхность Меркурия, историю геологического развития, химический состав и магнитосферу [Hauck et al., 2007; Benkhoff et al., 2010; Anderson et al., 2007; 2008, Milillo et al., 2020]. Роль этого космического зонда в исследованиях Меркурия трудно переоценить: данные, собранные Messenger,

свидетельствуют о существовании жидкой части ядра планеты [Anderson et al., 2010; 2011; 2012; 2013], что противоречит существовавшей до 1970-х годов гипотезе о наличии в ядре Меркурия лишь твердой фазы [Plageman, 1965]. Токи во внешнем, жидком, ядре создают внутреннее магнитное поле Меркурия. В работе [Anderson et al., 2012] было установлено, что магнитный экватор расположен в северной полусфере планеты, и этот факт послужил основанием для моделирования внутреннего поля Меркурия как поля единичного диполя. Значение дипольного момента Меркурия приведено в работе [Anderson et al., 2012]. Оказалось, что угол наклона диполя по отношению к оси вращения планеты невелик: он составляет около 0.8° . Изучались также и временные вариации магнитного поля Меркурия [Philpott et al., 2014].

Магнитное поле ближайшей к Солнцу планеты отличается весьма сложной структурой: есть составляющая, порождаемая движением горячей проводящей жидкости внутри ядра, а также поле плазмы в окружающем Меркурий

пространстве. Однако по отдельности эти “компоненты” рассматривать нельзя: поле ядра активно взаимодействует с солнечным ветром. В магнитосфере Меркурия имеются области пересоединения магнитного поля, головные ударные волны и, так называемые, “магнитопаузы” (*reconnection regions, bow shock and magnetopause*). Одним из “удивительных”, если можно так выразиться, свойств магнитосферы Меркурия является наличие своеобразных вихрей, которые образуются благодаря взаимодействию внутреннего поля с солнечным ветром.

Многими исследователями предпринимались попытки построения аналитических моделей как “полного” магнитного поля, включающего в себя поле жидкого ядра [Margout et al., 2007] и поле магнитных масс, находящихся в коре Меркурия, так и отдельных составляющих магнитной индукции [Langlais et al., 2020]. Подход, основанный на разложении физических полей в ряд по сферическим гармоникам [Cain et al., 1989], является продуктивным в случае, когда измерения охватывают планету в глобальном масштабе [Wicht, Heyner, 2013]. Если же измерения более разрозненны и доступны только для отдельных областей планеты, то сферические гармоники также могут быть полезны, но при наложении дополнительных условий на коэффициенты разложения и выполнении процедуры регуляризации [Uno et al., 2009].

Магнитное поле Меркурия некоторые авторы [Langlais et al., 2020] пытаются описать как поле дипольных, квадрупольных и октупольных моментов. Перед выполнением интерпретации сигнал, соответствующий компоненте магнитного поля, проходит через узкополосный фильтр по методу Сарон. Таким образом, восстанавливаются отдельные компоненты спектра магнитного поля, в том числе — компоненты поля литосферного происхождения. Нередко при решении подобного рода задач применяется метод дискретных дипольных моментов [Langlais et al., 2004; Langlais, Purucker, 2007; Hood et al., 2018]. Этот метод (дискретных точечных источников поля, сокращенно ESD) остается востребованным уже на протяжении порядка 40 лет [Mayhew, 1979].

Так называемые локальные методы тоже применяются при разработке аналитических моделей полей планет [Thébault et al., 2006; Hood et al., 2018].

Отличительные черты магнитного поля Меркурия накладывают ряд ограничений на

построение модели магнитного динамо этой планеты, по сравнению с известными моделями палеодинамо Марса [Cao et al., 2014; Christensen, 2006;].

В наших предыдущих работах [Kolotov et al., 2022; Stepanova, 2023] мы строили аналитические модели магнитного поля Меркурия (так называемое “магнитное изображение” Меркурия) на основе методики интегральных уравнений. Под магнитным “образом” или магнитным “изображением” Меркурия мы понимаем распределение магнитных диполей в коре планеты, эквивалентное по внешнему полю.

После дискретизации соответствующих непрерывных постановок получались системы линейных алгебраических уравнений относительно компонент вектора магнитного момента, заданного на некоторой сетке. Матрицы систем линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) не являются при таком подходе симметрическими и положительно полуопределенными, и этот фактор влияет на выбор стратегии регуляризации обратных задач.

Миссия Messenger позволила также продвигаться в создании математических моделей гравитационного поля ближайшей к Солнцу планеты. Стоит отметить работу [Konopliv, 2020], в которой на основе данных станции Messenger были предложены три подхода (описанные как набор ограничений на возможные решения) к аппроксимации гравитационного поля Меркурия. Аналитические модели, описанные в указанной статье, согласованы с рассчитанной траекторией движения орбитальной станции: авторами предложен эффективный итерационный алгоритм уточнения модели гравитационного поля в зависимости от значений координат станции в планетоцентрической системе. Степень разрешения гравитационных данных варьировалась в широких пределах: от $n = 12$ в районе Южного полюса Меркурия до $n = 154$ в достаточно узкой области вблизи Северного полюса (такая детализация гравитационного поля стала возможной благодаря экстремально низким орбитам Messenger в конце периода работы станции). Через n здесь обозначен порядок гармоники при разложении поля в ряд по сферическим функциям.

В начале 2000-х был предложен весьма конструктивный подход, основанный на методе линейных интегральных представлений [Strakhov, Stepanova, 2002a; 2002b], который является обобщением в некотором смысле метода интегральных уравнений. С помощью различных версий метода линейных интегральных представлений

были получены аналитические аппроксимации различных физических полей Земли и Марса [Gudkova et al., 2020; 2021; Salnikov et al., 2021; Раевский, Степанова, 2015а; 2015б; Степанова, 2020]. Метод линейных интегральных представлений позволяет находить устойчивые приближенные решения обратных задач геофизики даже при ограниченной информации об изучаемых элементах глобального или аномального поля, при наличии во входных данных помех различной природы. Основная идея метода заключается в представлении поля в виде простого и двойного слоев, распределенных на некоторых носителях (размерность носителей может принимать значения от единицы до четырех), а также в виде интегралов Радона и Фурье.

При совместной интерпретации данных по гравитационному и магнитному полям планет целесообразным представляется применение следующего подхода. Во-первых, данные спутникового зондирования должны быть отсортированы таким образом, чтобы распределение эквивалентных простого и двойного слоев можно было определить с минимально возможной ошибкой. Как этого добиться? Значения физических величин, измеренные космическими аппаратами в удаленных относительно поверхности планеты точках эллиптической орбиты, должны либо исключаться из выборки, по которой строится аналитическая модель поля, либо учитываться с весовыми множителями. Во-вторых, значения гравитационного и магнитного полей нужно пересчитать на оптимальной в некотором смысле сети наблюдений. Матрицы СЛАУ для компонент различных полей могут иметь как аналогичную, так и различную структуру: параметрический подход метода линейных интегральных представлений позволяет с высокой точностью восстанавливать пространственное распределение самых разнообразных сигналов, а также находить аналитическое продолжение гравитационного и магнитного полей вниз, в сторону источников, как было показано в наших предыдущих работах. Наша методика одновременной интерпретации “сырых” магнитных и синтетических гравитационных данных фактически является одним из способов цифровой обработки сигналов. Мы ищем такие распределения магнитных и гравитирующих масс в коре Меркурия, которые обеспечивают минимальное среднеквадратическое отклонение измеренных значений полей от их интегральных представлений, т.е. мы сравниваем искаженный интегральным представлением сигнал с его истинным изображением. В роли фильтра

Винера выступает неизвестная плотность масс, в роли сигнала — значения производных различных порядков гравитационного потенциала, создаваемого точечными массами в заданных пунктах наблюдения. Результат свитки таких производных с неизвестной плотностью распределения — это и есть наблюдаемый сигнал. Возможны различные вариационные постановки, в которых учитываются корреляционные свойства сигнала и его изображения. Значения радиальных компонент гравитационного поля мы находили на трех сферических поверхностях, удаленных на 10, 50 и 100 км от поверхности планеты. При этом мы учитывали разложение гравитационного потенциала Меркурия по сферическим гармоникам до порядка 100. Магнитное поле было нами сначала проинтерпретировано с помощью метода интегральных уравнений, а затем пересчитано в точки той же самой сети, на которой рассматривалось гравитационное. В дальнейшем мы предполагаем построить оптимальную сеть наблюдений. Здесь имеется в виду такая схема расположения пунктов измерений гравитационного (или магнитного) поля, чтобы определитель матрицы СЛАУ, к которой редуцируется решение обратной линейной задачи, был отличен от нуля. Тогда решение СЛАУ находится однозначно, и этот факт позволяет существенно ограничить произвол в выборе эквивалентных по внешнему полю источников. Как правило, геофизические задачи отличаются тем, что СЛАУ плохо или очень плохо обусловленные — т.е. ранг матрицы СЛАУ меньше или существенно меньше числа неизвестных. Элементы матрицы СЛАУ в рамках метода $\mathcal{S}$ -аппроксимаций зависят от декартовых (локальный вариант) или сферических (региональный вариант) координат точек наблюдения. Если мы расположим точки наблюдения таким образом, чтобы определитель в нуль не обращался или, в крайнем случае, ранг матрицы был ненамного меньше числа неизвестных, то качество решения обратной линейной задачи по поиску распределения носителей масс на некоторой поверхности (в некотором объеме) значительно повысится.

Вне источников поля (т.е. вне внешнего жидкого ядра Меркурия) сигнал вполне хорошо может быть представлен в виде ряда по сферическим гармоникам, интеграла Фурье и т.п. [Фрик и др., 2021; Титов и др., 2020; Казанцев, Кардаков, 2019], но наиболее близкую к действительности математическую модель магнитного поля планеты, обладающей динамо (подобно магнитному полю Земли), невозможно получить без

учета уравнений магнитной гидродинамики, которым удовлетворяют компоненты вектора магнитной индукции и скоростей заряженных частиц, генерирующих это поле [Reshetnyak, 2015].

Как известно [Арнольд, Хесин, 2007], существует теория кинематического динамо, согласно которой движение несжимаемой жидкости в магнитном поле описывается следующей системой уравнений:

$$\begin{cases} \frac{\partial \bar{B}}{\partial t} = -\{\bar{v}, \bar{B}\} + \eta \Delta \bar{B}, \\ \operatorname{div} \bar{B} = 0, \end{cases}$$

где: $\bar{B}(\bar{r}, t)$ — это вектор магнитной индукции в некоторой области пространства M ; $\bar{v}(\bar{r}, t)$ — скорость жидкости; η — малый безразмерный параметр, представляющий собой магнитную вязкость; $\{\bar{v}, \bar{B}\}$ — это скобка Пуассона двух бездивергентных векторных полей. В трехмерном пространстве ее можно записать как $\{\bar{v}, \bar{B}\} = -\operatorname{rot}(\bar{v} \times \bar{B})$. В более общей постановке, магнитное поле $\bar{B}(\bar{r}, t)$ и поле скоростей $\bar{v}(\bar{r}, t)$ определяются из системы уравнений

$$\begin{cases} \frac{\partial \bar{B}}{\partial t} = -\{\bar{v}, \bar{B}\} + \eta \Delta \bar{B}, \\ \operatorname{div} \bar{B} = 0, \\ \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -\{\bar{v}, \nabla \bar{v}\} + \operatorname{rot} \bar{B} \times \bar{B} + \bar{v} \Delta \bar{v} - \nabla p. \end{cases}$$

Здесь ∇p — градиент давления. Это — система уравнений магнитной гидродинамики.

Предлагаемые в данной работе аналитические аппроксимации магнитного поля Меркурия в дальнейшем могут рассматриваться как нулевые или первые приближения к решению нелинейной системы уравнений в частных производных (2) при решении прямых начально-краевых задач магнитной гидродинамики, а также служить ориентиром при построении регуляризирующих операторов для широкого спектра обратных задач в этой области науки. Математические модели физических полей планет Солнечной системы, помимо чисто теоретического интереса, имеют и некоторую практическую ценность — с их помощью можно уточнять внутреннее строение небесных тел, а также изучать движение заряженных частиц вблизи планет.

ОПИСАНИЕ МЕТОДИКИ

Мы применили для совместной интерпретации гравитационных и магнитных данных Меркурия метод линейных интегральных представлений, основы которого изложены в работах [Strakhov, Stepanova, 2002a; 2002b]. В отличие от наших предыдущих работ, в данном исследовании рассматривались сразу два варианта вариационного подхода, а также выполнялось сравнение результатов моделирования гравитационного и магнитного полей в рамках вариационного и структурно-параметрического подходов. Последнее обстоятельство имеет принципиальное значение при цифровой обработке сигналов: необходимо подобрать в некотором смысле оптимальный фильтр, через который проходит искаженное “изображение” гравитационного или магнитного поля. Для поиска наилучшего фильтра необходимо формулировать условно-вариационные задачи таким образом, чтобы априорная информация об источниках поля (“истинном изображении”) учитывалась наиболее полно; кроме того, мелкие детали не должны отбраковываться при воздействии на искаженное поле. Метод линейных интегральных представлений и условно-вариационные постановки первого типа неоднократно рассматривались в наших работах [Страхов, Степанова, 2002; Степанова и др., 2020; Gudkova et al., 2020; 2021], мы хотели бы напомнить основные моменты при построении аналитических моделей физических полей.

Пусть задана совокупность величин $f_{i,\delta}$,

$$f_{i,\delta} = f_i + \delta f_i, \quad i = 1, 2, \dots, N, \quad (1)$$

и при этом величины f_i имеют представления вида

$$f_i = \sum_{r=1}^R \int_{M_r} \rho_r(\xi) Q_r^{(i)}(\xi) d\mu_r(\xi), \quad i = 1, 2, \dots, N, \quad (2)$$

где $Q_r^{(i)}(\xi)$, $i = 1, 2, \dots, N$, $r = 1, 2, \dots, R$, — заданные функции, удовлетворяющие условиям:

$$\int_{M_r} (Q_r^{(i)}(\xi))^2 d\mu_r(\xi) < +\infty, \quad (3)$$

и M_r — области (конечные или бесконечные) или даже многообразия (поверхности, кривые) в R^3 , $\mu_r(\xi)$ — заданные на M_r меры. Встречающиеся в подынтегральных выражениях в (2) функции $\rho_r(\xi)$ — неизвестные, подлежащие определению по заданным величинам $f_{i,\delta}$, $i = 1, 2, \dots, N$, а также имеющейся априорной информации

о векторе помехи δf (N -векторе с компонентами δf_i) и о свойствах искоемых функций.

Основной смысл нахождения функций $\rho_r(\xi)$, т.е. построения интегральных представлений величин f_i , см. (2), состоит в том, чтобы, получив приближенные (аппроксимирующие) представления:

$$\rho_r(\xi) \approx \rho_r^{(a)}(\xi), \quad \xi \in M_r, \quad r = 1, 2, \dots, R, \quad (4)$$

далее использовать их для нахождения приближенных значений любых величин вида:

$$p_s = \sum_{r=1}^R \int_{M_r} \rho_r(\xi) P_r^{(s)}(\xi) d\mu_r(\xi), \quad s = 1, 2, \dots, S, \quad (5)$$

где $P_r^{(s)}(\xi)$ – заданные функции, по соотношениям:

$$p_s \approx p_s^{(a)} = \sum_{r=1}^R \int_{M_r} \rho_r^{(a)}(\xi) P_r^{(s)}(\xi) d\mu_r(\xi), \quad s = 1, 2, \dots, S. \quad (6)$$

Учет априорной информации о свойствах искоемых функций $\rho_r(\xi)$ и вектора помехи δf имеет важное значение при аналитическом моделировании любых физических полей.

Предположим, что существуют такие функции $\rho_r(\xi) > 0$:

$$0 \leq m_{\min}^{(r)} \leq \rho_r(\xi) \leq m_{\max}^{(r)} < +\infty, \quad \xi \in M_r, \quad (7)$$

что выполняются неравенства:

$$\int_{M_r} \frac{\rho_r^2(\xi)}{\rho_r(\xi)} d\mu_r(\xi) < +\infty, \quad r = 1, 2, \dots, R. \quad (8)$$

Неравенства (8) всегда имеют место, если одновременно выполняются два условия:

$$\begin{aligned} \min_{\xi \in M_r} \rho_r(\xi) &> 0, \\ \int_{M_r} \rho_r^2(\xi) d\mu_r(\xi) &< +\infty. \end{aligned} \quad (9)$$

Более специфическими свойствами функции $\rho_r(\xi)$ могут не обладать, что несущественно при нахождении интегральных представлений полей.

Но ситуация, когда $\min_{\xi \in M_r} \rho_r(\xi) = 0$ требует детального рассмотрения, поскольку большое практическое значение имеют случаи, когда M_r – это конечные объемы или конечные куски поверхностей, на которых ставятся граничные условия:

$$\rho_r(\xi) \Big|_{\partial M_r} = 0. \quad (10)$$

Эти условия удовлетворяются, если принять

$$p_r(\xi) \Big|_{\partial M_r} = 0. \quad (11)$$

Мы будем также считать, что априорно известными являются константы в неравенствах

$$0 < \delta_{\min}^2 \leq \|\delta f\|_E^2 \leq \delta_{\max}^2 < +\infty \quad (12)$$

и что априорно известным является равенство

$$(f, \delta f) = 0. \quad (13)$$

В основной проблеме нахождения решения задачи построения аппроксимаций $\rho_r^{(a)}(\xi)$ функций $\rho_r(\xi)$ по заданному вектору f_δ (с компонентами $f_{i,\delta}$), $f_\delta = f + \delta f$, у которого компоненты f – полезного сигнала – имеют аналитические выражения (2), имеются два основных подхода: I) вариационный; II) структурно-параметрический.

Мы полагаем, что известна величина:

$$\delta^2 = \|\delta f\|_E^2; \quad \delta_{\min}^2 \leq \delta^2 \leq \delta_{\max}^2. \quad (14)$$

ВАРИАЦИОННЫЙ ПОДХОД

В первом варианте этого подхода используется постановка условной вариационной задачи:

$$\begin{aligned} \Omega(\rho) &= \sum_{r=1}^R \int_{M_r} \frac{\rho_r^2(\xi)}{\rho_r(\xi)} d\mu_r(\xi) = \min_{\rho_r(\xi)}, \\ f_{i,\delta} - \sum_{r=1}^R \int_{M_r} \rho_r(\xi) Q_r^{(i)}(\xi) d\mu_r(\xi) &= 0, \quad i = 1, 2, \dots, N. \end{aligned} \quad (15)$$

Таким образом, в этом подходе минимизируется функционал $\Omega(\rho)$ при линейных – точечных – ограничениях.

Во втором варианте вариационного подхода используется другая постановка условной вариационной задачи:

$$\begin{aligned} \Omega(\rho) &= \sum_{r=1}^R \int_{M_r} \frac{\rho_r^2(\xi)}{\rho_r(\xi)} d\mu_r(\xi) = \min_{\rho_r(\xi)}, \\ \sum_{i=1}^N \left(f_{i,\delta} - \sum_{r=1}^R \int_{M_r} \rho_r(\xi) Q_r^{(i)}(\xi) d\mu_r(\xi) \right)^2 &= \delta^2, \end{aligned} \quad (16)$$

где δ^2 есть априорно заданная величина. Таким образом, во втором подходе минимизируется тот же самый функционал, но при одном квадратичном ограничении в виде равенства.

Каждая из двух сформулированных условных вариационных задач решается методом множителей Лагранжа, т.е. переходом к семейству безусловных вариационных задач, зависящих от параметров — множителей Лагранжа.

В случае безусловной вариационной задачи (15) (**первый вариант** вариационного метода) семейство безусловных вариационных задач таково:

$$\sum_{r=1}^R \int_{M_r} \frac{\rho_r^2(\xi)}{p_r(\xi)} d\mu_r(\xi) + 2 \sum_{i=1}^N \lambda_i \left(f_{i,\delta} - \sum_{r=1}^R \int_{M_r} \rho_r(\xi) Q_r^{(i)}(\xi) d\mu_r(\xi) \right) = \min_{\rho_r(\xi)} \quad (17)$$

В (17) через λ_i обозначены множители Лагранжа, с помощью которых учитываются фигурирующие в (15) линейные условия; в дальнейшем через λ обозначается вектор этих множителей

$$\lambda = (\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_N)^T. \quad (18)$$

В случае же условной вариационной задачи (16) (**второй вариант** вариационного метода) семейство безусловных вариационных задач имеет вид:

$$\sum_{r=1}^R \int_{M_r} \frac{\rho_r^2(\xi)}{p_r(\xi)} d\mu_r(\xi) + \mu \sum_{i=1}^N \left(f_{i,\delta} - \sum_{r=1}^R \int_{M_r} \rho_r(\xi) Q_r^{(i)}(\xi) d\mu_r(\xi) \right)^2 = \min_{\rho_r(\xi)} \quad (19)$$

где $\mu > 0$ — множитель Лагранжа.

Методы вариационного исчисления позволяют сделать вывод, что в случае семейства безусловных вариационных задач (19) имеют место соотношения (здесь $\tilde{\rho}_r(\xi; \lambda)$ — решение задачи (19) при фиксированном векторе λ):

$$\tilde{\rho}_r(\xi; \lambda) = p_r(\xi) \sum_{i=1}^N \lambda_i Q_r^{(i)}(\xi), \quad r = 1, 2, \dots, R. \quad (20)$$

Подчеркнем, что множители λ_i в представлении функций $\tilde{\rho}_r(\xi; \lambda)$ одни и те же, т.е. не зависят от r .

В случае же семейства безусловных экстремальных задач (16) применение классических рецептов вариационного исчисления приводит к таким представлениям (здесь $\tilde{\rho}_r(\xi; \mu)$ — решение задачи (16) при фиксированном значении параметра μ):

$$\tilde{\rho}_r(\xi; \mu) = \mu p_r(\xi) \sum_{i=1}^N \Delta f_{i,\mu} Q_r^{(i)}(\xi), \quad r = 1, 2, \dots, R, \quad (21)$$

где через $\Delta f_{i,\mu}$ обозначены компоненты вектора

$$\Delta f_{\mu} = f_{\delta} - \tilde{f}_{\mu}, \quad (22)$$

и

$$\tilde{f}_{i,\mu} = \sum_{r=1}^R \int_{M_r} \tilde{\rho}_r(\xi; \mu) Q_r^{(i)}(\xi) d\mu_r(\xi), \quad i = 1, 2, \dots, N, \quad (23)$$

суть приближенные представления компонент f_i вектора полезного сигнала. Отсюда ясно, что величины $\Delta f_{i,\mu}$ представляют собой оценки компонент вектора помехи δf .

Снова подчеркнем тот факт, что функции $\tilde{\rho}_r(\xi; \mu)$ зависят от одного и того же параметра μ , который от r не зависит.

Далее. Ясно, что если использовать представления (20), то для нахождения вектора λ множителей Лагранжа λ_i получаем систему линейных алгебраических уравнений

$$A\lambda = f_{\delta}, \quad (24)$$

в которой f_{δ} является вектором входных данных задачи, см. (1), а A есть матрица с элементами

$$a_{ij} = \sum_{r=1}^R \int_{M_r} p_r(\xi) Q_r^{(i)}(\xi) Q_r^{(j)}(\xi) d\mu_r(\xi), \quad (25)$$

$$1 \leq i \leq N, \quad 1 \leq j \leq N,$$

т.е. обладающая свойством

$$A = A^T \geq 0. \quad (26)$$

При наличии априорной информации (13) целесообразно использовать приближенные решения системы (24), которые определяются с помощью некоторого регуляризирующего алгоритма при условиях

$$\|f_{\delta} - A\tilde{\lambda}_L\|_E^2 = \delta^2, \quad \delta_{\min}^2 \leq \delta^2 \leq \delta_{\max}^2. \quad (27)$$

Аналогично, если исходить из представлений (20)–(22), то для нахождения вектора Δf_{μ} получается система линейных алгебраических уравнений (при заданном значении параметра μ)

$$(E + \mu A) \Delta f_{\mu} = f_{\delta}, \quad (28)$$

в которой A есть та же самая $(N \times N)$ -матрица, что и в системе (24), т.е. обладающая свойством (25) и имеющая элементы a_{ij} по (26).

Из вышеизложенного можно сделать вывод о том, что и в рассматриваемом втором варианте вариационного метода нахождения приближенных представлений при наличии информации (13)

имеем уравнение для нахождения значения параметра μ :

$$\|\Delta f_\mu\|_E^2 = \delta^2, \quad \delta_{\min}^2 \leq \delta^2 \leq \delta_{\max}^2. \quad (29)$$

Система линейных алгебраических уравнений (28) при условиях (29) может применяться для нахождения фильтра Винера при решении задач цифровой обработки изображений. В принципе, с этой же целью можно рассматривать и постановки в рамках первого варианта вариационного подхода (15). Роль фильтра (или передаточной функции) играют функции (21) или (20), которые, как это будет показано ниже, могут представлять собой плотности простого и двойного слоев, распределенных на некоторых поверхностях (в частности, сферах). Изображениями считаются значения компонент магнитного или гравитационного поля в точках некоторой сети наблюдений (вопрос построения оптимальной сети наблюдений мы планируем рассмотреть в ближайшем будущем). А исходный сигнал — это значения различных производных гравитационного или магнитного потенциала в точках среды, специфическим образом связанных с точками сети наблюдений. Фактически, пункты наблюдений — это “зеркальные” изображения точечных источников (масс или диполей), расположенных под землей. “Зеркало” может быть как плоским (в случае локальных S -аппроксимаций), так и сферическим (региональные аппроксимации).

Далее заметим, что из уравнения (28) следует:

$$\tilde{f}_\mu = \mu \Delta f_\mu. \quad (30)$$

Иначе говоря, вектор оценки полезного сигнала $\tilde{f}_\mu$ выражается через вектор оценки погрешности (помехи) δf . Но векторы f и δf , вообще говоря, никак функционально не связаны. Поэтому дополнительным фактором, который может повысить устойчивость решения обратных задач к помехам во входных данных, мы считаем априорное задание функциональной зависимости векторов помехи и полезного сигнала, даже если зависимость подобного рода сводится к ортогональности векторов помехи и компоненты поля.

СТРУКТУРНО-ПАРАМЕТРИЧЕСКИЙ ПОДХОД

Переходим к рассмотрению второго, структурно-параметрического, подхода к нахождению приближенных представлений искомых функций $\rho_r(\xi)$ по вектору экспериментальных

данных о поле f_δ . Структурно-параметрический подход представляет собой чисто формальное обобщение основных приближенных представлений искомых функций $\rho_r(\xi)$, возникающих в рамках вариационного подхода. Точнее говоря, соотношение (20) просто обобщается следующим образом:

$$\tilde{\rho}_r(\xi; \dot{\lambda}^{(r)}) = p_r(\xi) \sum_{i=1}^N \dot{\lambda}_i^{(r)} Q_r^{(i)}(\xi), \quad (31)$$

$$r = 1, 2, \dots, R,$$

(первый вариант структурно-параметрического подхода), а соотношение (21), соответственно, принимает вид:

$$\tilde{\rho}_r(\xi; \mu_r) = \mu_r p_r(\xi) \sum_{i=1}^N \Delta f_{i,\mu} Q_r^{(i)}(\xi), \quad (32)$$

$$r = 1, 2, \dots, R,$$

где теперь

$$\mu = (\mu_1, \mu_2, \dots, \mu_R)^T, \quad (33)$$

и вектор Δf_μ (с компонентами $\Delta f_{i,\mu}$) зависит уже не от скаляра μ , а от вектора μ с R -компонентами, определенными по (33).

Смысл обобщений, используемых в конструкциях (31) и (32), состоит в том, что параметры, от которых зависят аналитические выражения искомых функций, делаются зависящими от индекса r .

Нетрудно показать, что в случае первого варианта структурно-параметрического метода получаем систему линейных алгебраических уравнений:

$$\mathring{A} \mathring{\lambda} = f_\delta, \quad (34)$$

в которой $\mathring{\lambda}$ есть блочный вектор вида:

$$\mathring{\lambda} = \begin{vmatrix} \mathring{\lambda}^{(1)} \\ \mathring{\lambda}^{(2)} \\ \vdots \\ \mathring{\lambda}^{(R)} \end{vmatrix}, \quad \mathring{\lambda}^{(r)} = \begin{vmatrix} \mathring{\lambda}_1^{(r)} \\ \mathring{\lambda}_2^{(r)} \\ \vdots \\ \mathring{\lambda}_N^{(r)} \end{vmatrix}, \quad (35)$$

а матрица $\mathring{A}$ суть блочная матрица следующего вида:

$$\mathring{A} = \begin{vmatrix} \mathring{A}^{(1)} & \mathring{A}^{(2)} & \vdots & \mathring{A}^{(R)} \end{vmatrix}, \quad (36)$$

в которой блоки $\mathring{A}^{(r)}$ имеют элементы

$$a_{ij}^{(r)} = \int_{M_r} p_r(\xi) Q_r^{(i)}(\xi) Q_r^{(j)}(\xi) d\mu_r(\xi), \quad (37)$$

$$r = 1, 2, \dots, R$$

и обладают свойством:

$$\mathring{A}^{(r)} = \mathring{A}^{(r),T} \geq 0, \quad (38)$$

$$r = 1, 2, \dots, R.$$

Система (34) является сильно недоопределенной системой (в ней N уравнений и NR неизвестных). Поэтому целесообразно использовать переход к нормально определенной системе с симметричной положительно полуопределенной матрицей, возникающей после использования второй трансформации Гаусса системы (34).

Структурно-параметрический подход, примененный к решению обратных задач геофизики в рамках метода линейных интегральных представлений, обладает рядом замечательных свойств: он позволяет находить согласованные с априорной информацией о сигнале распределения эквивалентных источников гравитационного и магнитного полей при рассмотрении вариационных постановок в пространстве функций, интегрируемых с квадратом, а не в пространстве функций с равномерной нормой (или дифференцируемых функций с ограничениями нормы самой функции и ее производных). Это — принципиальный момент при выполнении исследований в области линейных и (особенно!) нелинейных обратных задач геофизики и при восстановлении источников сигналов любой природы по искаженным, в общем случае, изображениям. Зависимость вектора параметров в (37) от структурного элемента (выражающаяся в наличии индекса “ r ” у компонент вектора решения) позволяет построить простые аналитические модели различных физических полей. Мы можем по измеренным на одной и той же сети точек значениям различных компонент гравитационного поля, магнитного поля и другим данным об объекте исследования воссоздать источники этих полей с приемлемой точностью в случае наличия априорной информации об источниках, а также предложить метрологические аппроксимации полей, если никакой количественной информации о мощности и геометрии гравитирующих и магнитных масс нет (а именно так и бывает при изучении планет).

Если известны компоненты магнитного или гравитационного поля (например, первая производная потенциала по r на некотором рельефе), то можно представить компоненты поля в виде суммы простого и двойного слоев, создаваемых совокупностью горизонтальных плоскостей, расположенных ниже заданного рельефа.

Если учитывать сферичность Меркурия, то необходимо применить региональный вариант S -аппроксимаций лапласовых полей (т.е. векторных полей, являющихся одновременно потенциальными и соленоидальными).

Представим себе идеализированный Меркурий как внутренность сферы радиуса R_0 . Реальный Меркурий тогда может трактоваться как область трехмерного пространства, ограниченная замкнутой кусочно-непрерывной поверхностью S , незначительно отклоняющейся от сферы радиуса R_0 . Предполагается, что приближенные значения функции $G(x)$, гармонической вне этой сферы, заданы в произвольном множестве точек $x^{(i)}, i = 1, 2, \dots, N$, на поверхности S :

$$f_{i,\delta} = f_i + \delta f_i, \quad (39)$$

$$f_i = G(x^{(i)}).$$

Так как $G(x)$ гармонична при $r > R_0$, она имеет следующее интегральное представление:

$$G(x) = \frac{R_0^2}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{\sigma(\tilde{\vartheta}, \tilde{\varphi}) \sin \tilde{\vartheta} d\tilde{\vartheta} d\tilde{\varphi}}{R(\xi - x)} +$$

$$+ \frac{R_0^2}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{w(\tilde{\vartheta}, \tilde{\varphi}) (R_0 - r \cos \vartheta') \sin \tilde{\vartheta} d\tilde{\vartheta} d\tilde{\varphi}}{R^3(\xi - x)}, \quad (40)$$

$$R(\xi - x) = (R_0^2 - 2R_0 r \cos \vartheta' + r^2)^{1/2},$$

$$\xi = (R_0 \cos \tilde{\varphi} \sin \tilde{\vartheta}, R_0 \sin \tilde{\varphi} \sin \tilde{\vartheta}, R_0 \cos \tilde{\vartheta}),$$

$$x = (r \cos \varphi \sin \vartheta, r \sin \varphi \sin \vartheta, r \cos \vartheta),$$

$$\cos \vartheta' = \sin \vartheta \sin \tilde{\vartheta} \cos(\varphi - \tilde{\varphi}) + \cos \vartheta \cos \tilde{\vartheta}.$$

Функция $\sigma(\tilde{\vartheta}, \tilde{\varphi})$ в (40) называется плотностью простого слоя, распределенного на сфере радиуса R_0 , $w(\tilde{\vartheta}, \tilde{\varphi})$ — плотность двойного слоя, распределенного на той же сфере; $R(\xi - x)$ — расстояние между текущей точкой сферы ξ и точкой наблюдения x . Дифференцирование правой части (40) по различным координатам точки наблюдения $G(x)$, даже если эти производные (например, $\frac{\partial V}{\partial r}$ — радиальная производная гравитационного потенциала) не являются гармоническими функциями.

Формула (40) является одной из форм интегрального представления гармонической функции вне сферы радиуса R [Владимиров, 1981]:

$$V(x) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \left(\frac{1}{R(\xi-x)} \frac{\partial V(\xi)}{\partial \bar{n}} - V(\xi) \frac{\partial}{\partial \bar{n}} \left(\frac{1}{R(\xi-x)} \right) \right) \sin \tilde{\vartheta} d\tilde{\vartheta} d\tilde{\varphi}, \quad (41)$$

где $\bar{n}$ – внешняя нормаль к единичной сфере (мы можем написать $\frac{\partial}{\partial r}$, r – радиальная координата радиус-вектора x).

Условно-вариационная задача для σ и w [Strakhov, Stepanova, 2002b] в рамках второго варианта вариационного подхода (см. (17)) имеет следующее решение:

$$\sigma(\xi) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Q_i^{(1)}(\xi), \quad (42)$$

$$w(\xi) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Q_i^{(2)}(\xi), \quad \xi = (\tilde{\vartheta}, \tilde{\varphi}), \xi = (R, \tilde{\vartheta}, \tilde{\varphi}),$$

где $Q_i^{(1)}(\xi)$ и $Q_i^{(2)}(\xi)$ представляются в виде

$$Q_i^{(1)}(\xi) = \frac{1}{R(\xi-x^{(i)})}, \quad Q_i^{(2)}(\xi) = \frac{R_0 - r_i \cos \vartheta'_i}{R^3(\xi-x^{(i)})}. \quad (43)$$

Величины λ_i являются компонентами N -вектора λ , дающего решение системы линейных уравнений:

$$A\lambda = f_\delta, \quad f_\delta = f + \delta f, \quad (44)$$

где f_δ имеет компоненты $f_{i\delta}$ (39) и элементы матрицы $A = A^T \geq 0$ записываются как

$$\begin{aligned} a_{ij} &= \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \left[Q_i^{(1)}(\xi) Q_j^{(1)}(\xi) + Q_i^{(2)}(\xi) Q_j^{(2)}(\xi) \right] \sin \tilde{\vartheta} d\tilde{\vartheta} d\tilde{\varphi} = \\ &= \frac{2\pi}{(h_i h_j)^{1/2} r_i r_j} \left(1 + \frac{0.25}{r_i r_j h_i h_j} \right) F \left(2 \arctg \left(\sqrt{h_i h_j} \right), \sqrt{0.5 \cdot (1 + \cos \alpha_{ij})} \right) - \\ &\quad - \frac{\pi \left(3(h_i h_j)^2 - 4 h_i h_j \cos \alpha_{ij} + 1 \right)}{r_i^2 r_j^2 h_i h_j \left(\sqrt{1 - 2 h_i h_j \cos \alpha_{ij}} + (h_i h_j)^2 \right)^3}. \end{aligned} \quad (45)$$

Здесь $h_i = \frac{R_0}{r_i}$, $h_j = \frac{R_0}{r_j}$; α_{ij} – угол между векторами x_i и x_j . Мы предполагаем, что вектор x_i параллелен оси Oz , а вектор x_j лежит в плоскости zOx (мы всегда так можем выбрать систему координат). Тогда указанные вектора будут иметь координаты:

$$x_i = (r_i, 0, 0) \text{ и } x_j = (r_j \sin \alpha_{ij}, 0, r_j \cos \alpha_{ij}).$$

Функция $F(\varphi, k)$ – эллиптический интеграл первого рода.

Если ограничиться представлением элементов магнитного поля Меркурия в виде потенциала простого слоя, то элементы матрицы системы (45) принимают тогда вид:

$$a_{ij} = \frac{2\pi}{(h_i h_j)^{1/2} r_i r_j} F \left(2 \arctg \left(\sqrt{h_i h_j} \right), \sqrt{0.5 \cdot (1 + \cos \alpha_{ij})} \right). \quad (46)$$

Если применяется первый вариант вариационного подхода (см. (16)), то матрица системы (45) характеризуется элементами:

$$\begin{aligned} a_{ij} &= \delta_{ij} + \mu \cdot \frac{2\pi}{(h_i h_j)^{1/2} r_i r_j} \times \\ &\times F \left(2 \arctg \left(\sqrt{h_i h_j} \right), \sqrt{0.5 \cdot (1 + \cos \alpha_{ij})} \right). \end{aligned} \quad (47)$$

Значения параметра μ можно вычислять по рекуррентной формуле:

$$\mu^{(k+1)} = \alpha \mu^{(k)}, \quad k = 0, \dots, \infty; \quad \mu^{(0)} = 0.5; \quad 0 < \alpha < 1. \quad (48)$$

Однако параметры метода можно определять и иначе: можно считать, что μ – это еще одна неизвестная величина, которая восстанавливается из решения некоторой системы алгебраических уравнений (подчеркнем, соответствующая система уравнений является нелинейной).

РЕЗУЛЬТАТЫ МАТЕМАТИЧЕСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Данные миссии Messenger за несколько дней полета были интерпретированы с помощью трех различных модификаций метода линейных интегральных представлений. Точек в наборе было 10 000. В файлах, содержащих “сырые данные”, указывались декартовы координаты точек наблюдения в километрах, при этом начало системы координат совпадает с центром масс Меркурия. Носители простого и двойного слоев при аппроксимации лапласовых полей располагались в коре Меркурия, т.е. на расстоянии от 0.1 до 100 км от поверхности планеты.

Для радиальной компоненты поля строятся региональные S -аппроксимации как в рамках вариационного, так и в рамках структурно-параметрического подходов.

Структурно-параметрический подход подразумевает следующее: для каждого из носителей определяется свой вектор решения [Salnikov et al., 2021]. Во всех случаях системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ), к которым редуцируется решение обратной задачи по восстановлению магнитного поля Меркурия, решаются с помощью метода регуляризации Холецкого (БМХР) и усовершенствованного блочного метода решения СЛАУ (УБМ) [Раевский, Степанова, 2015а; 2015б; Gudkova et al., 2020; Степанова и др., 2020; Salnikov et al., 2021]. При этом мы полагали, что Меркурий представляет собой шар, радиуса $R_0 = 2439.0$ км. Результаты аппроксимации представлены в таблице.

Орбита космической миссии в некоторые моменты времени достаточно далеко уходила от поверхности Меркурия (на расстояние до 0.6 среднего радиуса планеты), поэтому для выделения из “сырых” данных составляющих магнитной индукции, генерируемых токами в жидком ядре и коре (так называемого внутреннего магнитного поля Меркурия), можно воспользоваться приближением “*the thin shell approximation*” [Toepfer et al., 2021]. При таком подходе точки наблюдения должны находиться в пределах “тонкой” (по сравнению с некоторыми параметрами, характеризующими топологию планеты) оболочки, окружающей Меркурий. Полоидальное и тороидальное магнитные поля, создаваемые токами в плазме вокруг Меркурия, “исчезают” в этом случае. Мы проводили математический эксперимент, не выходя за рамки модели “тонкой оболочки”: каждый отрезок из некоторого набора данных, полученных при движении спутника, находится в пределах сферической

оболочки, толщина которой составляет приблизительно 0.1 радиуса Меркурия, т.е. 240 км. Процесс создания математической модели магнитного поля по “сырым” спутниковым данным подразумевает прохождение следующих этапов.

1. Выполняется аппроксимация измеренных вдоль всех траекторий значений магнитной индукции.

2. Находятся значения компонент вектора магнитной индукции в нескольких шаровых слоях, толщина которых не превышает 240 км, с помощью определенных на предыдущем этапе распределений эквивалентных источников.

3. Строятся аппроксимации поля и находятся эквивалентные распределения по синтезированному на втором этапе данным.

4. Выбираются в некотором смысле оптимальные эквивалентные распределения масс в рамках двух вариантов вариационного и структурно-параметрического подходов.

Для того чтобы в наборе, по которому выполнялись аппроксимации, оставалось 10 000, мы синтезировали, если можно так выразиться, дополнительные промежуточные узлы и “приписывали” им некоторые усредненные значения элементов магнитного поля. По найденным распределениям эквивалентных источников мы находили пространственное распределение элементов магнитного поля, таким образом, продолжая или экстраполируя аппроксимированное поле в другие точки рассматриваемых орбит спутника. После того, как в некотором смысле оптимальное распределение эквивалентных по внешнему магнитному полю распределение магнитных масс в коре Меркурия было найдено, мы рассчитали значения радиальной компоненты на трех сферических поверхностях, расположенных на расстоянии 10, 50 и 100 км от поверхности планеты (определяемой средним радиусом Меркурия).

Далее, в точках той же самой сети наблюдений, для которой были вычислены значения радиальной компоненты магнитного поля по известной формуле для разложения гравитационного потенциала в ряд по полностью нормированным присоединенным функциям Лежандра [Gudkova et al., 2020], нами были выполнены расчеты радиальной компоненты гравитационного поля Меркурия.

Данные гравитационного поля и топографии Меркурия, представленные в виде разложения относительно центра масс по нормализованным сферическим функциям, можно найти на сайте Системы Планетных данных (<http://pds-geosciences.wustl.edu>):

$$V(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{ng} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R_e}{r} \right)^n (C_{gnm} \cos m\lambda + S_{gnm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \varphi) \right], \quad (49)$$

$$R_{\text{рельеф}}(r, \varphi, \lambda) = R_0 + \sum_{n=1}^{nt} \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \varphi), \quad (50)$$

где: $V(r, \varphi, \lambda)$ — гравитационный потенциал; r — расстояние от точки наблюдения до начала координат; φ и λ — ареоцентрические широта и долгота; M — масса планеты; G — гравитационная постоянная; R_e — экваториальный радиус (нормирующий радиус); R_0 — средний радиус планеты; C_{gnm} и S_{gnm} — нормализованные гравитационные моменты; C_{nm} и S_{nm} — гармонические коэффициенты в разложении рельефа (в метрах); ng и nt — степени гармоник до которых проведено разложение гравитационного поля и топографии по сферическим функциям соответственно; P_{nm} — нормализованные функции Лежандра степени n и азимутального числа m , удовлетворяющие соотношению:

$$\int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P_{nm}^2(\sin \varphi) \begin{cases} \cos^2(m\lambda) \\ \sin^2(m\lambda) \end{cases} d(\sin \varphi) d\lambda = 4\pi.$$

При дифференцировании гравитационного потенциала по радиусу получается выражение для радиальной компоненты гравитационного поля. Мы рассматривали разложения гравитационного поля Меркурия до 100 гармоники включительно. С помощью двух вариантов вариационного подхода и в рамках структурно-параметрического подхода нами определялись эквивалентные по внешнему гравитационному полю распределения масс, залегающие на нескольких сферических поверхностях в коре Меркурия. Для “чистоты” эксперимента параметры сфер выбирались такими же, как и в случае “сырых” данных по магнитному полю. Необходимо подчеркнуть следующее: метод линейных интегральных представлений в различных вариантах и при применении различных подходов позволяет единообразно описать процесс построения математической модели *любого* сигнала. В настоящей работе мы исследуем возможность решения обратных линейных задач для стационарных сигналов, но, как указывалось нами в работе [Степанова и др., 2022], эффективные алгоритмы интерпретации данных можно строить и для дифференциальных операторов,

зависящих от времени, т.е. для нестационарных полей. Ключевым вопросом при одновременной интерпретации разнородных данных в рамках описанного в настоящей работе подхода является следующий: как влияют параметры сети наблюдений и скорость убывания сигнала в зависимости от расстояния от источника на точность аппроксимации компонент поля и на точность решения линейных обратных задач? Что понимается под точностью решения линейной обратной задачи при неизвестных распределениях масс (как магнитных, так и гравитационных)? Мы предлагаем следующий критерий условной точности решения: если по разным выборкам аппроксимированного поля получаются мало отличающиеся распределения эквивалентных источников, то такое решение обратной линейной задачи можно назвать адекватным реальным данным. Количественно можно описать предложенный критерий качества решения так:

$$\Delta' = \frac{\|x^{(k)} - x^{(k-1)}\|_E}{\|x^{(k-1)}\|_E} \leq \varepsilon, k = 0, 1, \dots \quad (51)$$

В (51) под $x^{(k)}$ понимается плотность распределения потенциала простого или двойного слоя, полученная по k -й выборке значений поля. В наших математических экспериментах мы восстанавливали фиктивные источники по значениям гравитационного (синтезированного!) и магнитного (также синтезированного, но другим способом — с помощью модифицированных S -аппроксимаций) полей на сферах, отстоящих от поверхности Меркурия на 10, 50 и 100 км. Подчеркнем, что мы не “удалялись” от поверхности планеты на слишком большое расстояние (максимум — на 100 км).

В таблице приводятся результаты аппроксимации магнитного и гравитационного полей по пересчитанным на указанные сферы данным, а также результат решения СЛАУ по “сырым” магнитным данным (пример 1). Примеры 2–3 в таблице соответствуют аппроксимации магнитного поля по синтезированным данным на расстоянии 50 и 100 км от поверхности планеты в рамках структурно-параметрического подхода; примеры 4–6 демонстрируют реализацию структурно-параметрического подхода при нахождении модифицированных региональных

S-аппроксимаций синтезированного на расстоянии 10, 50 и 100 км, соответственно, гравитационного поля.

На рис. 1а изображено магнитное поле (*r*-компонента) Меркурия по данным миссии Messenger; на рис. 1б представлено магнитное поле вблизи поверхности, построенное с помощью региональных *S*-аппроксимаций в рамках структурно-параметрического подхода (пример 3 в таблице. На рис. 2 представлена проекция орбит станции Messenger на плоскость экватора.

На рис. 3 и рис. 4 изображены распределения эквивалентных магнитных масс, восстановленных по синтезированному магнитному полю на расстоянии 50 и 100 км от поверхности планеты. Синтез радиальной компоненты магнитного поля осуществлялся по полученным решениям обратной задачи для “сырых” данных, измеренных на эллиптической орбите. Мы рассчитали модельное гравитационное поле по формулам (49), (50), значения радиальной компоненты гравитационного поля Меркурия приведены на

рис. 5. На рис. 6 показано распределение гравитационных масс, определенных по синтезированному гравитационному полю (см. формулы (49)–(51)) на сферической поверхности, отстоящей от поверхности Меркурия на 50 км соответственно. Из рис. 3, рис. 4 видно, что характер распределения эквивалентных носителей практически не меняется в зависимости от сферы, на которой вычислялось синтезированное поле. Характеристика “точности” эквивалентного решения (см. (51)) практически не менялась при расчетах на сферах, удаленных от поверхности планеты на расстояние не более 100 км. Для гравитационного поля она составила 1–5%, для магнитного – 3–7%.

В целом, необходимо отметить, что при решении линейных обратных задач по нахождению эквивалентных по внешнему полю распределений гравитационных и магнитных масс наиболее эффективным оказывается структурно-параметрический подход, который предполагает поиск векторов множителей Лагранжа для

Модифицированные *S*-аппроксимации *z*-компоненты магнитного и гравитационного полей Меркурия по данным Messenger

№	$\frac{B_r}{N}, \frac{g}{N}$	$R_1, R_2, \text{ км } R$	Метод решения СЛАУ	$\sigma_{\min}, \text{ нТл или мГал}$	$\sigma_{\max}, \text{ нТл или мГал}$	$\sigma_0, \text{ нТл или мГал}$	$\frac{\Delta}{t}$
1	B_r 10 000	2400, 2380	БМХР	0.012	0.024	0.015	1.1×10^{-3} 34:15
2	B_r 7000	2400, 2380, 2489	БМХР	0.0027	0.0039	0.0029	1.4×10^{-6} 15:34
3	B_r 7000	2400, 2380, 2539	УБМ	0.001	0.0015	0.0014	1.5×10^{-8} 11:12
4	g 7000	2400, 2380, 2449	УБМ	0.001	0.0015	0.0011	1.24×10^{-8} 45:22
5	g 7000	2400, 2380, 2489	УБМ	0.01	0.015	0.014	1.22×10^{-4} 20:36
6	g 7000	2400, 2380, 2539	УБМ	0.001	0.0015	0.0011	1.16×10^{-7} 31:15

Примечания: $\sigma = \frac{\|Ax - f_\delta\|_E}{\sqrt{N}}$ – среднеквадратическое отклонение; $\sigma_{\max} = \sqrt{\frac{\delta_{\max}^2}{N}}$, $\sigma_{\min} = \sqrt{\frac{\delta_{\min}^2}{N}}$; $\Delta = \frac{\|Ax - f_\delta\|_E}{\|f_\delta\|_E}$ – показатель качества решения; σ_0 – среднеквадратическое отклонение, полученное в результате решения СЛАУ; *t* – время в минутах и секундах.

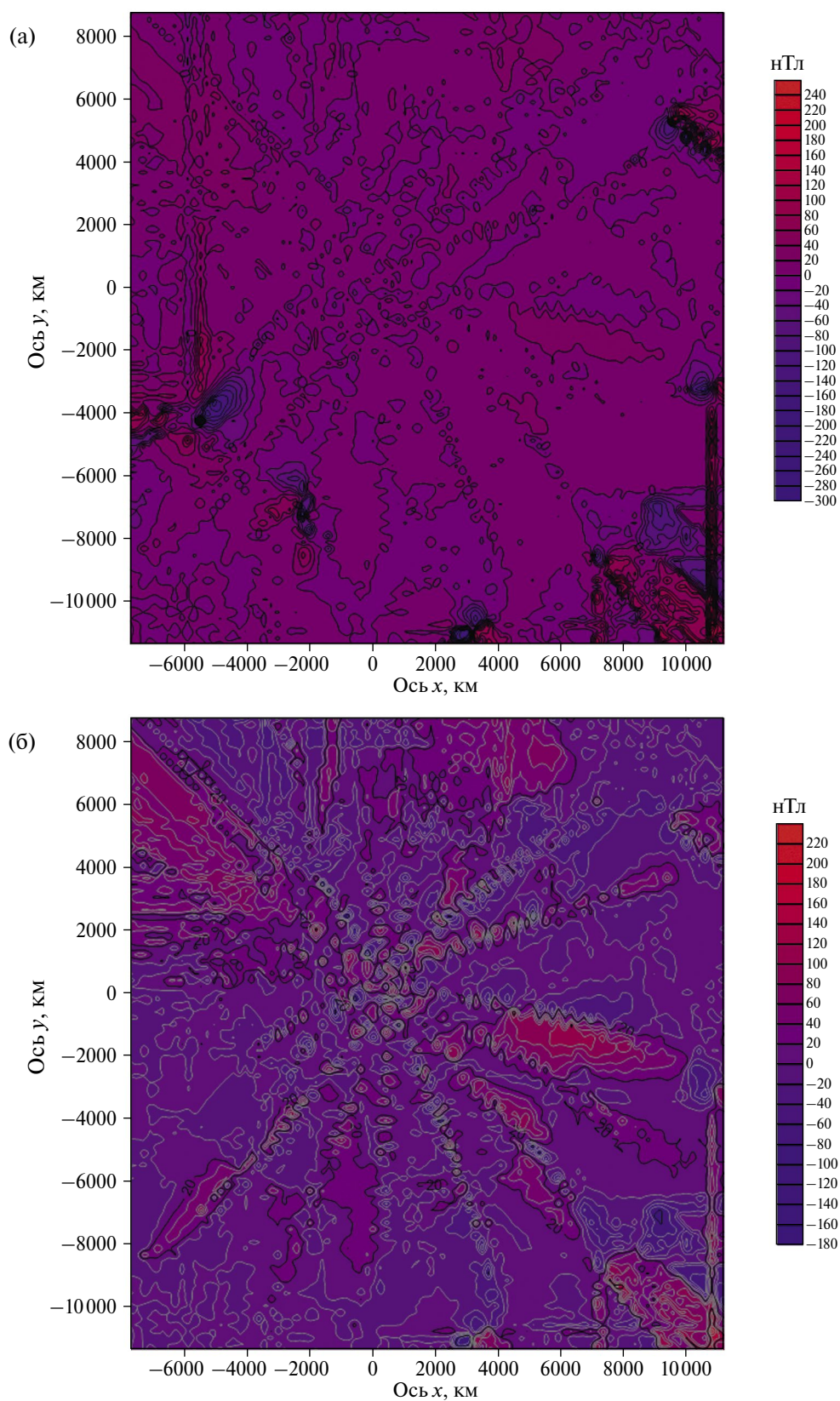


Рис. 1. (а) — B_z -компонента магнитного поля Меркурия по данным миссии Messenger; (б) — карта изолиний магнитного поля Меркурия вблизи поверхности, построенного с помощью региональных S -аппроксимаций.

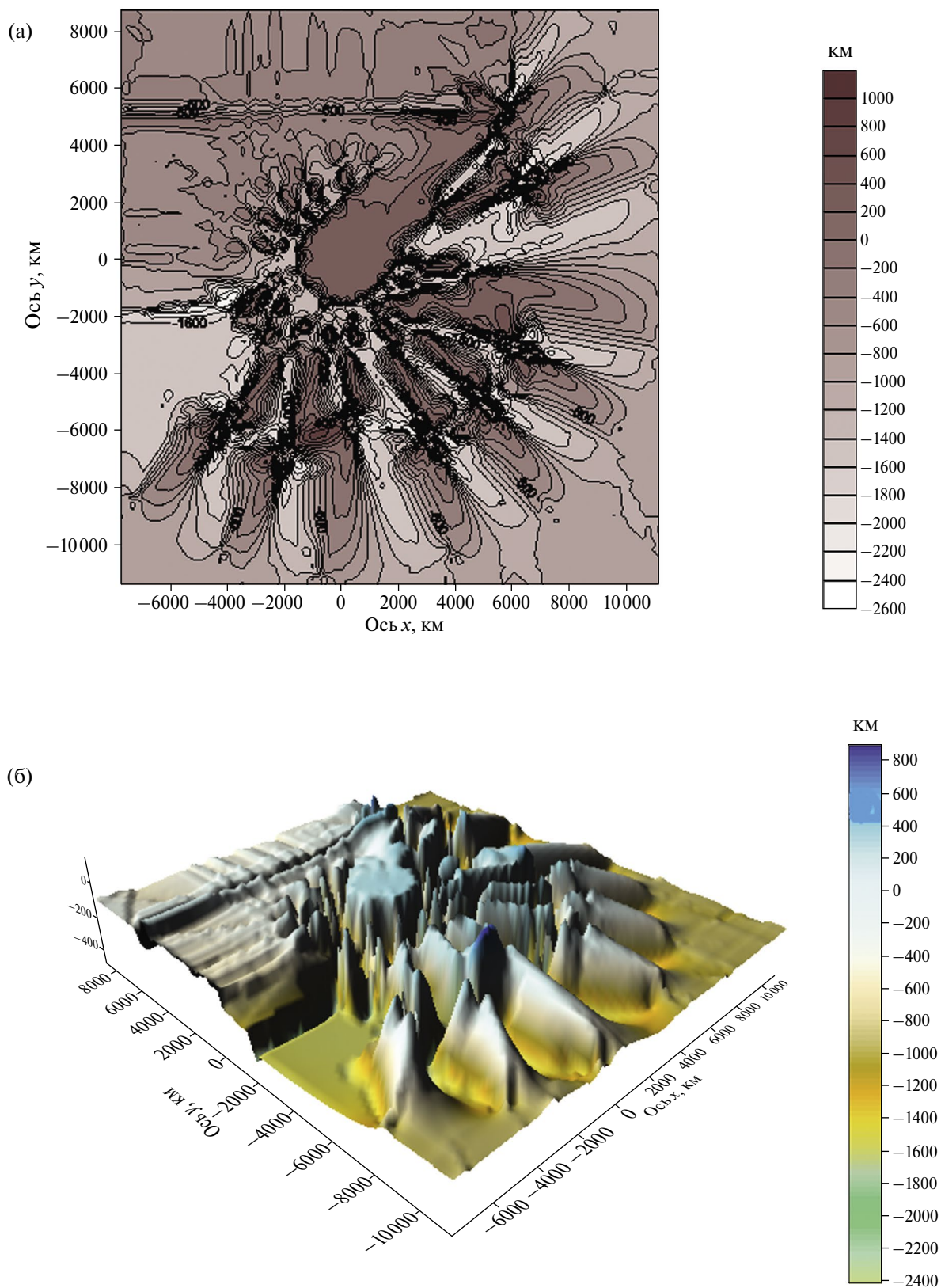


Рис. 2. (а) – Схематическое изображение проекций траекторий пролета станции Messenger на плоскость экватора Меркурия; (б) – схематическое изображение траекторий пролета станции Messenger как поверхности в трехмерном пространстве.

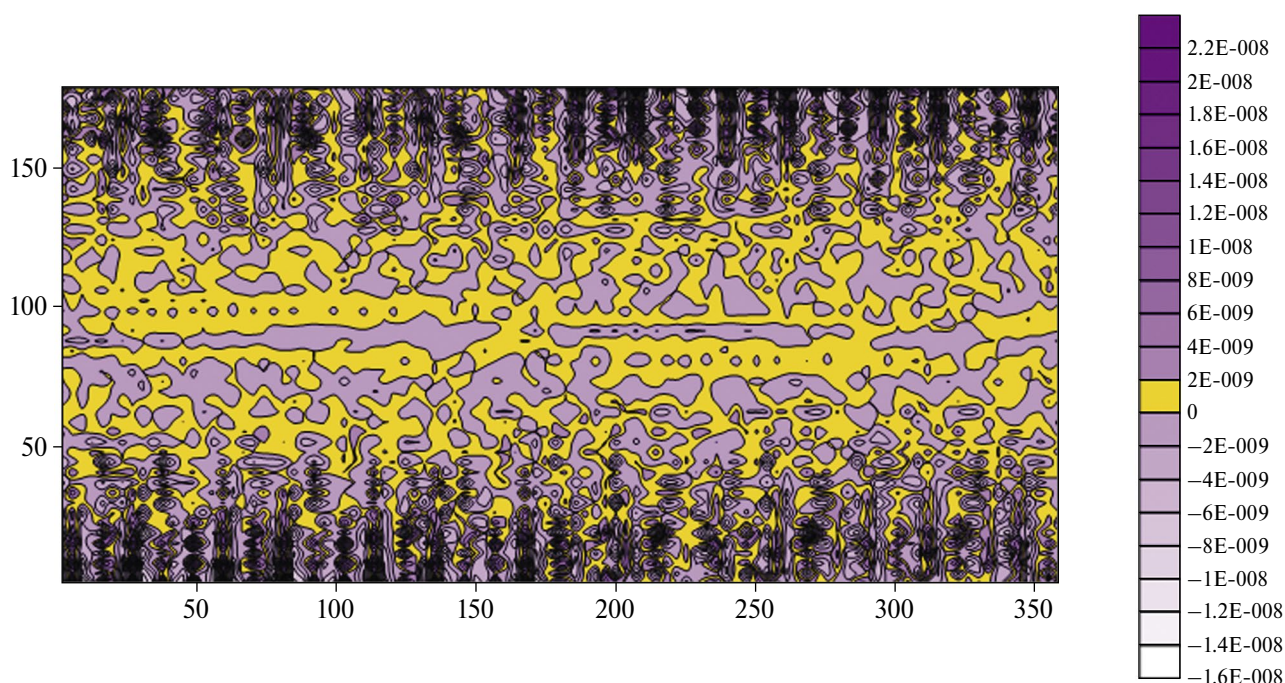


Рис. 3. Распределение магнитных масс, найденное по аналитически продолженному на 50 км вверх магнитному полю Меркурия.

каждого из носителей (т.е. для потенциалов простого и двойного слоев записываются отдельные системы линейных алгебраических уравнений, см. (31)–(33)).

Значение показателя качества решения может быть меньше, чем относительная погрешность данных наблюдений. Это происходит в тех случаях, когда СЛАУ относительно хорошо обусловлена и решение СЛАУ находится с помощью регуляризованных методов практически сразу, число итераций по параметру регуляризации не превышает 2–3. Однако при построении аппроксимаций по “сырым” данным, такое случается сравнительно редко, и поэтому алгоритм нахождения пробных решений [Strakhov, Stepanova, 2002a; 2002b], удовлетворяющих ограничениям по невязке как сверху, так и снизу, остается актуальным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемая в настоящей работе методика одновременной интерпретации данных о магнитном и гравитационном полях может быть полезна при цифровой обработке изображений, поскольку нахождение эквивалентных по внешнему полю плотностей простого и двойного слоев в рамках второго варианта вариационного подхода аналогично определению фильтра Винера при анализе сигнала и его изображения.

Различие заключается в том, что измеренные вне планеты поля являются изображениями источников, расположенных внутри планеты, т.е. область определения изображения не совпадает с областью определения исходного сигнала. Но не совпадают только значения z -координат источника и изображения: интегрирование по горизонтальным координатам в локальном варианте метода S -аппроксимаций или по сферам в региональной версии того же метода выполняется одинаково для сигнала и его изображения. Роль фильтра в нашем случае играет плотность простого или двойного слоя, а роль источника сигнала — производная потенциала точечного источника гравитационного или магнитного поля, т.е. функция Грина соответствующей краевой задачи. Это становится очевидным, если внимательно присмотреться к интегральным представлениям и виду плотностей простого и двойного слоев (41)–(43).

Мы упомянули во Введении так называемый метод ESD [Emilia, 1973; Langlais et al., 2004]. Существуют модификации этого метода, учитывающие зависимость магнитных свойств среды от времени. В основе этого метода лежит представление полного поля Меркурия в виде суперпозиции полей, создаваемых глубоко залегающими магнитными диполями. Количество таких диполей может достигать нескольких сот миллионов. Авторы метода предполагают, что

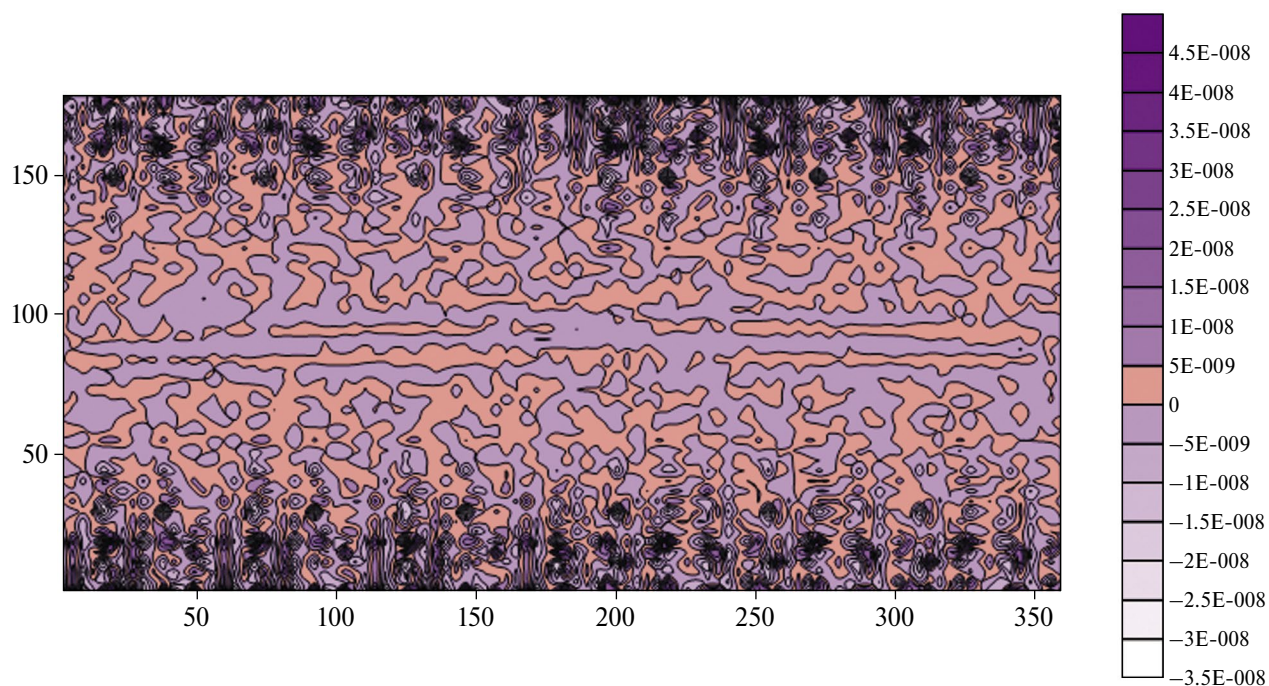


Рис. 4. Распределение магнитных масс, найденное по аналитически продолженному на 100 км вверх магнитному полю Меркурия.

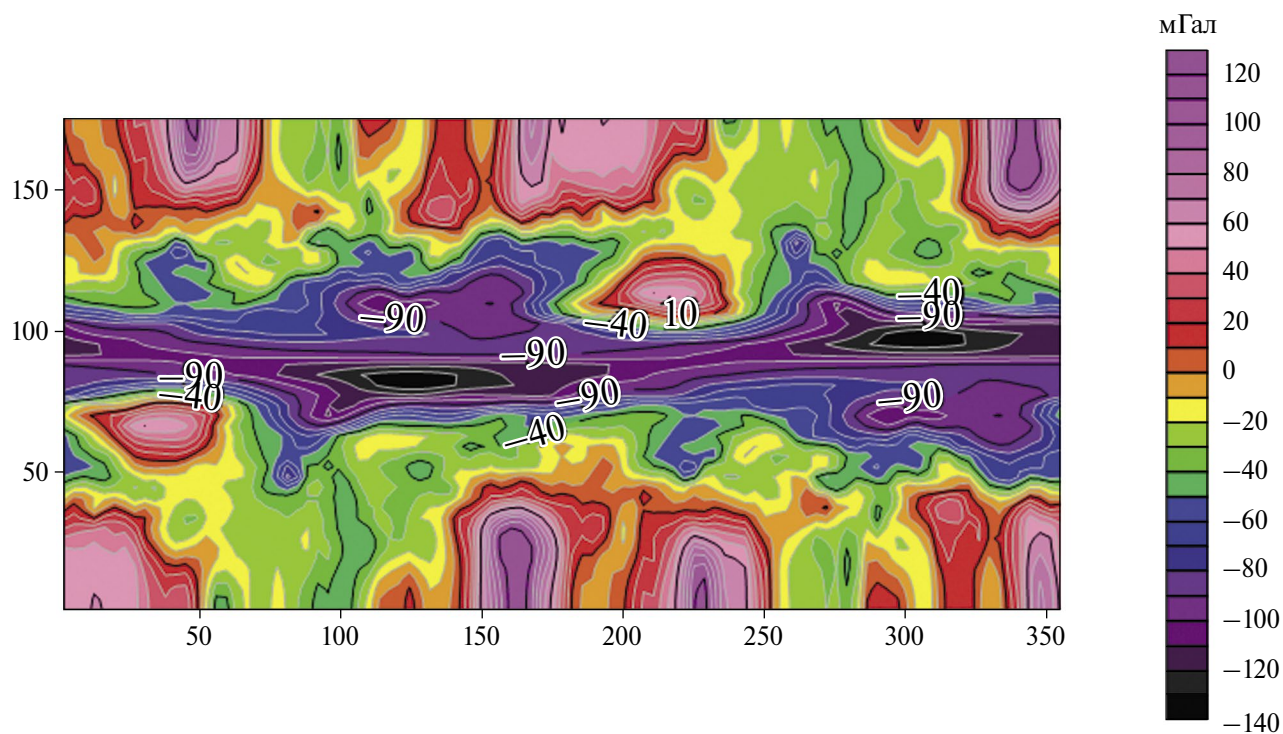


Рис. 5. Модельное гравитационное поле Меркурия.

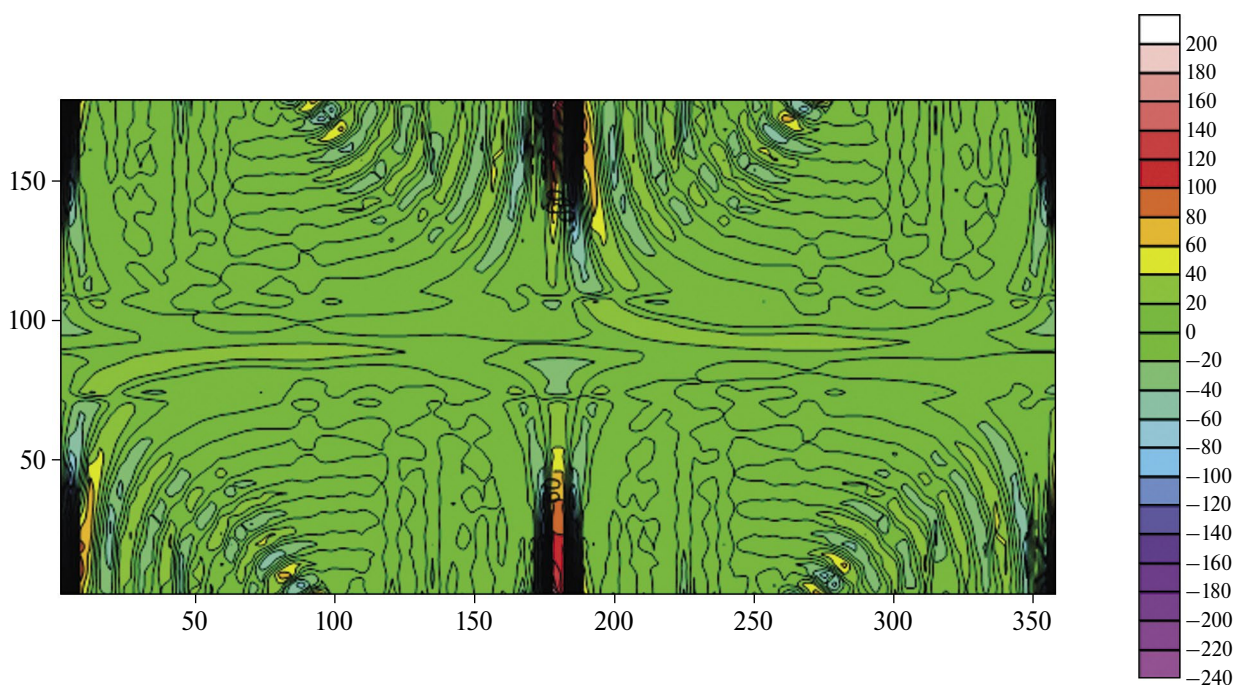


Рис. 6. Распределение эквивалентных гравитационных источников, определенное по полю на высоте 50 км от поверхности Меркурия.

источники залегают глубоко в недрах планеты — вблизи ядра, регуляризирующие алгоритмы при применении метода, в основном, не рассматриваются. Помимо этого, авторы метода ESD полагают, что разложение магнитного поля планеты по сферическим гармоникам дает надежные результаты лишь при охвате всей планеты в целом, т.е. локальные и региональные неоднородности определить в рамках указанного метода не представляется возможным.

В настоящей работе интерпретация гравитационных и магнитных данных выполняется с помощью региональных S -аппроксимаций, которые позволяют восстанавливать источники сигналов в различных масштабах: при решении обратных задач по данным, полученным на вытянутых, эллиптических, орбитах можно переходить в системы координат, обеспечивающие невырожденность матрицы СЛАУ на вспомогательной сетке.

Наша методика позволяет реконструировать как глобальное, так и аномальное поля. Последнее можно достаточно определить с приемлемой точностью, если из “сырых” данных, получаемых с помощью космических аппаратов, вычесть длинноволновые компоненты, соответствующие полю ядра. Исходные, “сырые”, данные также могут применяться при решении линейных обратных задач геофизики.

В дальнейшем предполагается развить описанный в статье подход и изучить влияние геометрии орбит спутников на точность, получаемую при решении обратной задачи восстановления эквивалентных по внешнему полю источников. Поле литосферного происхождения может быть исследовано в локальном варианте (в этом случае носители магнитных и гравитационных масс можно располагать на некоторых телах известной формы и ограниченного размера). Глобальное поле предполагается изучать с помощью разработанной нами методики изменения топологии носителей в зависимости от структуры физических полей.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящей работе мы построили аналитические аппроксимации B_r -компоненты магнитного поля и радиальной производной гравитационного потенциала Меркурия в сферической системе координат, начало которой жестко связано с центром масс планеты. Эллиптичность планеты не учитывалась. Измерения магнитного поля выполнялись с помощью аппаратуры, установленной на станции Messenger, при ее пролетах вокруг Меркурия (мы постарались учесть результаты наблюдений на не слишком больших расстояниях от поверхности планеты). Также была предпринята попытка

аналитического продолжения магнитного поля, измеренного на орбите спутником, вниз, в сторону источников. Таким образом, мы воссоздали поле на поверхности планеты и на расстояниях, приблизительно равных 10, 50 и 100 км от Меркурия. Относительная точность математического моделирования поля на спутниковой орбите оказалась достаточно высокой – она не превышала 1.1×10^{-3} . Магнитометры, установленные на Messenger, могли измерять поле с точностью до 0.0004 нТл, но при оценке по-

казателя качества решения, $\Delta = \frac{\|Ax - f_\delta\|_E}{\|f_\delta\|_E}$, необ-

ходимо учитывать множество факторов: ошибки в определении координат космического аппарата, систематические ошибки приборов, взаимодействие магнитного поля планеты и солнечного ветра и т.п. Реальная точность измерений, по оценкам разных авторов, не превышает 0.05 нТл. По нашему мнению, основным моментом при разработке методики математического моделирования физических полей Земли и планет должно быть соответствие полученных результатов реальным, “сырым”, данным. Аппроксимированное поле не должно “распадаться” при приближении к поверхности планеты. Ввиду существенной неоднозначности решения обратных задач геофизики, нахождение эквивалентных по внешнему полю распределений масс является одним из возможных способов интерпретации разнородных и разноточных данных.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 23-41-00002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арнольд В.И., Хесин Б.А. Топологические методы в гидродинамике. М.: изд-во МЦНМО. 2007. 393 с.
- Будак Б.М., Самарский А.А., Тихонов А.Н. Сборник задач по уравнениям математической физики. М.: Наука. 1980. 684 с.
- Владимиров В.В. Уравнения математической физики. М.: Наука. 1981. 512 с.
- Казанцев С.Г., Кардаков В.Б. Полоидально-тороидальное разложение соленоидальных векторных полей в шаре // Сибирский журнал индустриальной математики. 2019. Т. 22. № 3. С. 74–95.
- Раевский Д.Н., Степанова И.Э. О решении обратных задач гравиметрии с помощью модифицированного метода S -аппроксимаций // Физика Земли. 2015а. № 2. С. 44–54.
- Раевский Д.Н., Степанова И.Э. Модифицированный метод S -аппроксимаций. Региональный вариант // Физика Земли. 2015б. № 2. С. 55–66.
- Степанова И.Э., Щепетилов А.В., Михайлов П.С. Аналитические модели физических полей Земли в региональном варианте с учетом эллиптичности // Физика Земли. 2022. № 3. С. 121–135. DOI: 10.31857/S0002333722060138
- Степанова И.Э., Щепетилов А.В., Погорелов В.В., Михайлов П.С. Структурно-параметрический подход при построении цифровых моделей рельефа и гравитационного поля Земли с использованием аналитических S -аппроксимаций // Геофизические процессы и биосфера. 2020. Т. 19. № 2. С. 107–116.
- Фрик П.Г., Соколов Д.Д., Степанов Р.А. Вейвлет-анализ пространственно-временной структуры физических полей // Успехи физических наук. 2021. Т. 191.
- Ягола А.Г., Степанова И.Э., Ван Янфей, Титаренко В.Н. Обратные задачи и методы их решения. Приложения к геофизике. М.: Бином. 2014. 214 с.
- Alexeev I.I. et al. Mercury’s magnetospheric magnetic field after the first two Messenger flybys // Icarus. 2010. V. 209. P. 23–39. doi:10.1016/j.icarus.2010.01.024
- Anderson B.J., Acuña M.H., Lohr D.A., Scheifele J., Raval A., Korth H., Slavin J.A. The magnetometer instrument on Messenger // Space Sci. Rev. 2007. V. 131. P. 417–450. doi:10.1007/s11214-007-9246-7
- Anderson B.J., Acuña M.H., Korth H., Purucker M.E., Johnson C.L., Slavin J.A., Solomon S.C., McNutt R.L. The structure of Mercury’s magnetic field from Messenger’s first flyby // Science. 2008. V. 321. P. 82–85. doi:10.1126/science.1159081
- Anderson B.J., et al. The magnetic field of Mercury // Space Sci. Rev. 2010. V. 152. P. 307–339. doi:10.1007/s11214-009-9544-3
- Anderson B.J., Johnson C.L., Korth H., Purucker M.E., Winslow R.M., Slavin J.A., Solomon S.C., McNutt R.L., Raines J.M., Zurbuchen T.H. The global magnetic field of Mercury from Messenger orbital observations // Science. 2011. V. 333. P. 1859–1862. doi:10.1126/science.1211001
- Anderson B.J. et al. Low-degree structure in Mercury’s planetary magnetic field // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. E00L12. doi:10.1029/2012JE004159
- Anderson B.J., Johnson C.L., Korth H. A magnetic disturbance index for Mercury’s magnetic field derived from Messenger magnetometer data // Geochem. Geophys. Geosyst. 2013. V. 14. P. 3875–3886. doi:10.1002/ggge.20242
- Benkhoff J., van Casteren J., Hayakawa H., Fujimoto M., Laakso H., Novara M., Ferri P., Middleton H.R., Ziethe R. BepiColombo—Comprehensive exploration of Mercury: Mission overview and science goals // Planet. Space Sci. 2010. V. 58. P. 2–20. doi:10.1016/j.pss.2009.09.020
- Cain J.C., Wang Z., Kluth C., Schmitz D.R. Derivation of a geomagnetic model to $N = 63$ // Geophys. J. 1989. V. 97. P. 431–441.
- Cao H., Aurnou J.M., Wicht J., Dietrich W., Soderlund K.M., Russell C.T. A dynamo explanation for Mercury’s anomalous magnetic field // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41. P. 4127–4134. doi:10.1002/2014GL060196

- Christensen U.R.* A deep dynamo generating Mercury's magnetic field // *Nature*. 2006. V. 444. P. 1056–1058. doi:10.1038/nature05342
- Dietrich W., Wicht J.* A hemispherical dynamo model: Implications for the Martian crustal magnetization // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2013. V. 217. P. 10–21. doi:10.1016/j.pepi.2013.01.001
- Dyment J., Arkani-Hamed J.* Equivalent source magnetic dipoles revisited // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25(11). P. 2003–2006. doi:10.1029/98GL51331
- Emilia D.A.* Equivalent sources used as an analytic base for processing total magnetic field profiles // *Geophysics*. 1973. V. 38. P. 339–348. doi:10.1190/1.1440344
- Gudkova T., Stepanova I., Batov A., Shchepetilov A.* Modified method S- and R-approximations in solving the problems of Mars's morphology // *Inverse Problems in Science and Engineering*. 2021. V. 29. P. 790–804. DOI: 10.1080/17415977.2020.1813125
- Gudkova T., Stepanova I., Batov A.* Density anomalies in subsurface layers of Mars: model estimates for the Site of the In-Sight Mission Seismometer // *Solar System Research*. 2020. V. 54. P. 15–19. DOI: 10.1134/S0038094620010037
- Hauck S.A. II, Solomon S.C., Smith D.* A Predicted recovery of Mercury's internal structure by Messenger // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. P. L18201. doi:10.1029/2007GL030793
- Hood L.L., Oliveira J.S., Galluzzi V.D., Rothery A.* Investigating sources of Mercury's crustal magnetic field: further mapping of Messenger magnetometer data, JGR Planets. 29 August. 2018. https://doi.org/10.1029/2018JE005683
- Johnson C.L., et al.* Messenger observations of Mercury's magnetic field structure // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. P. E00L14. doi:10.1029/2012JE004217
- Kolotov I., Lukyanenko D., Stepanova I., Wang Y., Yagola A.* Recovering the magnetic image of Mars from satellite observations // *Journal of Imaging*, 2021. V. 7. № 11. P. 234. https://doi.org/10.3390/jimaging7110234
- Kolotov I.I., Lukyanenko D.V., Stepanova I.E., Wang Y., Yagola A.G.* Recovering the magnetic properties of Mercury from satellite observations // *Eurasian Journal of Mathematical and Computer Applications*. 2022. V. 10. № 2. P. 26–41.
- Konopliv A.S., Park R.S., Ermakov A.I.* The Mercury gravity field, orientation, love number, and ephemeris from the Messenger radiometric tracking data // *Icarus*. V. 335. 1 January 2020. 113386.
- Langlais B., Purucker M.* A polar magnetic paleopole associated with Apollinaris Patera, Mars // *Planet. Space Sci.* 2007. V. 55. P. 270–279. doi:10.1016/j.pss.2006.03.008
- Langlais B., Purucker M.E., Manda M.* Crustal magnetic field of Mars // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. E02008. doi:10.1029/2003JE002048
- Margot J.L., Peale S.J., Jurgens R.F., Slade M.A., Holin I.V.* Large longitude libration of Mercury reveals a molten core // *Science*. 2007. V. 316. P. 710–714. doi:10.1126/science.1140514
- Mayhew M.A.* Inversion of satellite magnetic anomaly data // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 45. P. 119–128.
- Messenger Mission: Magnetometer (MAG) Instrument.* — URL: https://pds-ppi.igpp.ucla.edu/search/view/?f=yes&id=pds://PPI/mess-mag-calibrated/data/mbf/2011
- Milillo A., Fujimoto M., Murakami G., Benkhoff J., Zender J., Aizawa S. et al.* Investigating Mercury's Environment with the Two-Spacecraft BepiColombo Mission // *Space Science Reviews*. 2020. V. 216. P. 93.
- Ness N.F., Behannon K.W., Lepping R.P., Whang Y.C., Schatten K.H.* Magnetic field observations near Mercury: Preliminary results from Mariner 10 // *Science*. 1974. V. 185. P. 151–160. doi:10.1126/science.185.4146.151
- Ness N.F., Behannon K.W., Lepping R.P., Whang Y.C.* The magnetic field of Mercury, 1 // *J. Geophys. Res.* 1975. V. 80. P. 2708–2716. doi:10.1029/JA080i019p02708
- Oliveira J.S., Langlais B., Pais M.A., Amit H.* A modified equivalent source dipole method to model partially distributed magnetic field measurements, with application to Mercury // *JGR Planets*. 15 May. 2015. https://doi.org/10.1002/2014JE004734
- Philpott L.C., Johnson C.L., Winslow R.M., Anderson B.J., Korth H., Purucker M.E., Solomon S.C.* Constraints on the secular variation of Mercury's magnetic field from the combined analysis of Messenger and Mariner 10 data // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41. P. 6627–6634. doi:10.1002/2014GL061401
- Plagemann S.* Model of the internal constitution and temperature of the planet Mercury // *J. Geophys. Res.* 1965. V. 70. P. 985–993. doi:10.1029/JZ070i004p00985
- Purucker M.E., Sabaka T.J., Langel R.A.* Conjugate gradient analysis: A new tool for studying satellite magnetic data sets // *Geophys. Res. Lett.* 1996. V. 23. P. 507–510. doi:10.1029/96GL00388
- Purucker M.E., Langel R.A., Rajaram M., Raymond C.* Global magnetization models with a priori information // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 2563–2584. doi:10.1029/97JB02935
- Reshetnyak M. Yu.* Spatial Spectra of the geomagnetic Field in the Observations and Geodynamo Models // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2015. V. 51. № 3. P. 354–361.
- Salnikov A., Stepanova I., Gudkova T., Batov A.* Analytical modeling of the magnetic field of Mars from satellite data using modified S-approximations // *Doklady Earth Sciences* 2021. V. 499. P. 575–579.
- Stepanova I., Lukyanenko D., Kolotov I., Shchepetilov A.* On the Unique Solvability of Inverse Problems of Magnetometry and Gravimetry // *Mathematics*. 2023. V. 11(14). P. 3230. https://doi.org/10.3390/math11143230
- Strakhov V., Stepanova I.* The S-approximation method and its application to gravity problems. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2002a. V. 16. P. 91–107.
- Strakhov V., Stepanova I.* Solution of gravity problems by the S-approximation method (Regional Version) // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2002b. V. 16. P. 535–544.
- Thébault E., Schott J.J., Manda M.* Revised spherical cap harmonic analysis (R-SCHA): Validation and properties // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. B01102. doi:10.1029/2005JB003836

Toepfer S., Narita Y., Glassmeier K.H. et al. The Mie representation for Mercury's magnetic field // *Earth Planets Space*. 2021. V. 73. P. 65. <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01386-4>

Uno H., Anderson B.J., Korth H., Johnson C.L., Solomon S.C. Modeling Mercury's internal magnetic field with smooth

inversions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 285. P. 328–339. doi:10.1016/j.epsl.2009.02.032

Wicht J., Heyner D. Mercury's magnetic field in the Messenger era. *Planetary. Geodesy and Remote Sensing / S. Jin (ed.)*. CRC Press. 2014. P. 223–262. doi:10.1201/b17624-11

On Constructing Magnetic and Gravity Images of Mercury from Satellite Data

I. E. Stepanova^{a,*}, A. G. Yagola^b, D. V. Lukyanenko^b, and I. I. Kolotov^b

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^b*Faculty of Physics, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

e-mail: tet@ifz.ru

Received September 15, 2023

revised November 7, 2023

accepted November 8, 2023

Abstract – A new technique for simultaneous reconstruction of “gravity” and “magnetic” images of Mercury from satellite data based on the regional version of S-approximations is proposed. The mathematical statement of the inverse problem on finding the images of a planet from the data on the potential fields recorded at different times with different accuracy is reduced to solving ill-conditioned systems of linear algebraic equations (LAES) with approximate right-hand sides. Based on the analytical approximations of the Mercury's magnetic and gravity fields determined from the solution of the ill-conditioned SLAE, the distributions of the equivalent sources on the spheres are determined. The results of the mathematical experiment on constructing the magnetic image of Mercury from the radial component of the magnetic induction vector analytically continued towards the field sources are presented.

Keywords: magnetic field, joint inversion, linear integral representations, equivalent sources