

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И МАГНЕТИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД

*Материалы международной
школы-семинара по проблемам
палеомагнетизма и магнетизма
горных пород*



6 – 10 октября 2014

Санкт-Петербург, Петергоф

*Научный совет
по геомагнетизму РАН,
Институт Физики Земли РАН,
Санкт-Петербургский
государственный университет*

**Палеомагнетизм
и магнетизм
горных пород**

теория, практика, эксперимент

**Материалы международной
школы-семинара
«Проблемы палеомагнетизма и
магнетизма горных пород»**

*Санкт-Петербург, Петергоф
6–10 октября 2014 г.*

Проведение международной школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород и издание материалов осуществлено при финансовой поддержке Президиума РАН и Российского фонда фундаментальных исследований (Проект № 14-05-20360).

Санкт-Петербург, Петергоф, 6–10 октября 2014 г.

Ответственный редактор:
д.ф.-м.н., профессор Щербаков В.П.

«Палеомагнетизм и магнетизм горных пород». Материалы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород» – СПб.: СОЛО, 2014 – 227 с.

© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О. Ю.Шмидта Российской академии наук.
© Санкт-Петербургский государственный университет.

Предисловие

Предлагаем вашему вниманию материалы Международной школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. Эта школа-семинар проводится ежегодно под эгидой Научного совета по геомагнетизму РАН и при финансовой поддержке Президиума РАН и Российского фонда фундаментальных исследований с 1979 года. В текущем году она проводилась с 6 по 10 октября 2014 года в рамках Международной конференции «Геокосмос» на базе Санкт-Петербургского государственного университета. В работе семинара приняло участие более 50 человек из ряда институтов РАН, университетов и др. организаций России.

Тематика семинара традиционно включала в себя ряд аспектов геомагнетизма, относящиеся к постоянному магнитному полю: проблемы генерации главного геомагнитного поля, вековые вариации, определение палеонапряженности, организация баз данных, палеоклиматические реконструкции, магнетизм горных пород. Большинство приглашенных и пленарных докладов было выполнено на высоком научном уровне, с обзором современного состояния обсуждавшихся проблем, о чём читатель может судить сам по представленному в сборнике материалам.

Необходимо отметить присутствие на семинаре заметного числа студентов, аспирантов и молодых специалистов. Участники семинара отметили хорошую организацию и теплую атмосферу семинара, созданную благодаря усилиям оргкомитета, администрации и сотрудников СПбГУ.

Оценка перспективности образцов изделий из обожженной глины для археомагнитных исследований

С. В. Акимова¹, Н. В. Сальная^{1,2}, И. Галле (Y. Gallet)³, И. С. Аникин⁴,
А. М. Фатьков⁴, А. Н. Мазуркевич⁵, Е. В. Долбунова⁵, И. В. Антипов⁶

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

²Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург

³Institut de Physique du Globe de Paris, Франция

⁴Институт археологии РАН, Москва

⁵Государственный Эрмитаж, Санкт-Петербург

⁶Санкт-Петербургский государственный университет

Археомагнитология — наука, изучающая эволюцию угловых характеристик (D° , I°) и величины геомагнитного поля ($H_{др}$) в исторический период времени. Археомагнитные исследования — обширная тема, приобретающая все большую актуальность. Основными целями данных исследований являются: изучение пространственно-временных изменений геомагнитного поля и связи вариаций магнитного поля Земли с другими процессами. Также может решаться обратная задача — датирование археологических памятников по результатам археомагнитных исследований. Объектами исследований являются образцы изделий из обожженной глины, такие как керамика, кирпичи, черепица, бытовые печи, печи для производства керамики, облицовочная плитка и др. Одним из несомненных преимуществ изучения таких объектов является достаточно хорошая точность датирования, которая осуществляется на основе типоморфологии, стратиграфии, исторических свидетельств (летописей), C^{14} и AMS (для неолитических артефактов) и др.

Определение напряженности древнего геомагнитного поля — процесс весьма трудоемкий и длительный поэтому, для его ускорения необходимо предварительно отбраковывать образцы, заведомо непригодные для таких определений.

В настоящее время, для определения $H_{др}$ наиболее широко применяются различные версии термомагнитного метода Телье [4]. В ходе дальнейших исследований, авторы планируют применить одну из них с использованием трехосного вибрационного магнитометра «Triaxe» [3]. Метод Телье и его модификации предполагают нагрев образцов до высоких температур, поэтому на первоначальном этапе необходимо изучить устойчивость магнитных минералов исследуемых образцов к нагревам и оценить их перспективность для дальнейших исследований, что и стало основной целью настоящей работы.

Изучение стабильности магнитной восприимчивости в ходе нагревов ($k(T)$) проводилось с помощью приборов MFK1-FA Carrabridge и KLY-3 с приставкой CS (AGICO, Чехия). В связи с тем, что чаще всего определение напряженности, согласно методике [3] производится в интервале температур до 450–550 °С. Мы проводили изучение изменчивости магнитной восприимчивости до 500–550 °С.

В случае стабильности магнитных минералов, входящих в состав материала, из которого изготовлен фрагмент, наблюдается подобие кривых зависимости $k(T)$ в ходе нагрева и охлаждения. Такие образцы являются перспективными для дальнейших исследований.

Были изучены коллекции фрагментов керамики и кирпичей, отобранных из археологических памятников Московской, Ростовской области, г. Великого Новгорода, Смоленской и Псковской областей.

Объекты исследований:

Селище Большое Саврасово-2, Московская область, Ленинский район. Вторая половина XV–XVI вв.

Образцы представляют собой черепки керамических сосудов различных размеров (от 1–2 см до 4–5 см по одной стороне), изготовленных из различных видов глины. Присутствуют черепки красного цвета, изготовленные из тонкодисперсной глины. Преобладают средних размеров (2–4) черепки белого цвета, изготовленных из глины преимущественно каолинитового состава, с большим количеством неоднородностей. При измерениях использовался одинаковый объем и примерно одинаковая плотность образцов, что позволяет в первом приближении сравнивать полученные значения магнитной восприимчивости. По результатам изучения кривых все образцы можно разделить на два типа.

Первый тип: фрагменты красного цвета из тонкодисперсной глины однородного состава, характеризуются более высокими значениями магнитной восприимчивости относительно образцов второго типа. Кривые нагрева и охлаждения подобны, что говорит о стабильности магнитной восприимчивости. Пример кривой первого типа представлен на рис. 1.

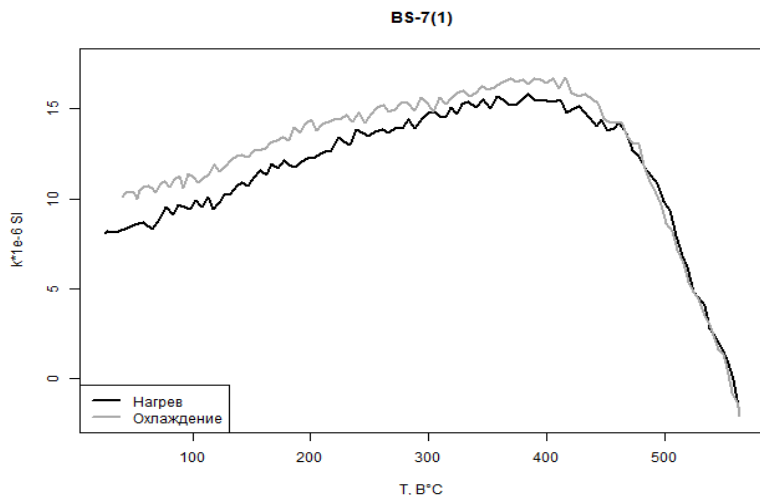


Рис. 1. График зависимости $k(T)$ образцов первого типа из местонахождения Большое Саврасово-2.

Второй тип: фрагменты, изготовленные из белой глины, преимущественно каолинитового состава, с включениями, характеризуется более низкими значениями магнитной восприимчивости, относительно образцов первого типа. Кривые нагрева и охлаждения практически совпадают, что говорит о стабильности магнитных свойств. Пример кривой второго типа показан на рис. 2.

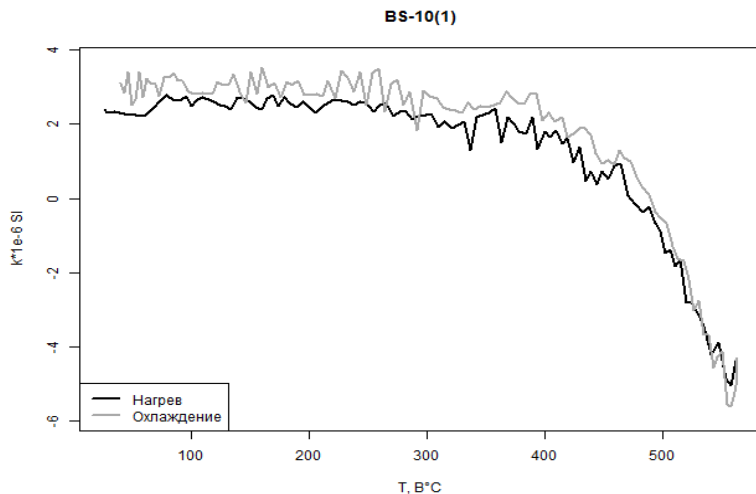


Рис. 2. График зависимости $k(T)$ образцов второго типа из местонахождения Большое Саврасово-2.

Ракушечный Яр, Ростовская область. Нижний неолит: VII тыс. до н.э.

Памятник находится на северо-западе оконечности современного острова Поперечный, расположенный в русле реки Дон. Четко выраженная литология этого памятника позволила Т. Д. Белановской выделить здесь 23 культурных слоя, из которых слои 9–23 были отнесены к раннему неолиту [2].

Образцы из данного местонахождения представляют собой небольшие (от 0,5 мм до 1–2 см) фрагменты керамики темно-серого, черного цвета. В целом, образцы являются слабомагнитными. Кривые нагрева и охлаждения не совпадают ни по форме, ни по значениям, что говорит о нестабильности магнитных свойств данных образцов. Пример графика зависимости $k(T)$ показан на рис. 3.

Коллекция г. Великого Новгорода

Коллекция была отобрана из памятников архитектуры XII, XIV веков, их возраст определен с хорошей точностью (до года) по летописным источникам. Образцы представляют собой фрагменты обожженных кирпичей. По типоморфологии их можно отличить от использованных позже при реставрации. Была изучена часть коллекции образцов из следующих памятников:

Церковь Петра и Павла на Сильнице (года постройки 1185–1192);

Церковь Покрова Шилова монастыря (1310);

Церковь Андрея на Ситке (1371).

По результатам исследования $k(T)$ можно выделить несколько типов кривых:

Первый тип характеризуется наличием магнитного минерала с $T_c \sim 550^\circ\text{C}$ предположительно магнетитового ряда. Кривые нагрева и охлаждения практически подобны (рис. 4). Они отмечаются у 45 % изученных образцов отобранных из 1 памятника, у 80 % из 2 и у 50 % из 3.

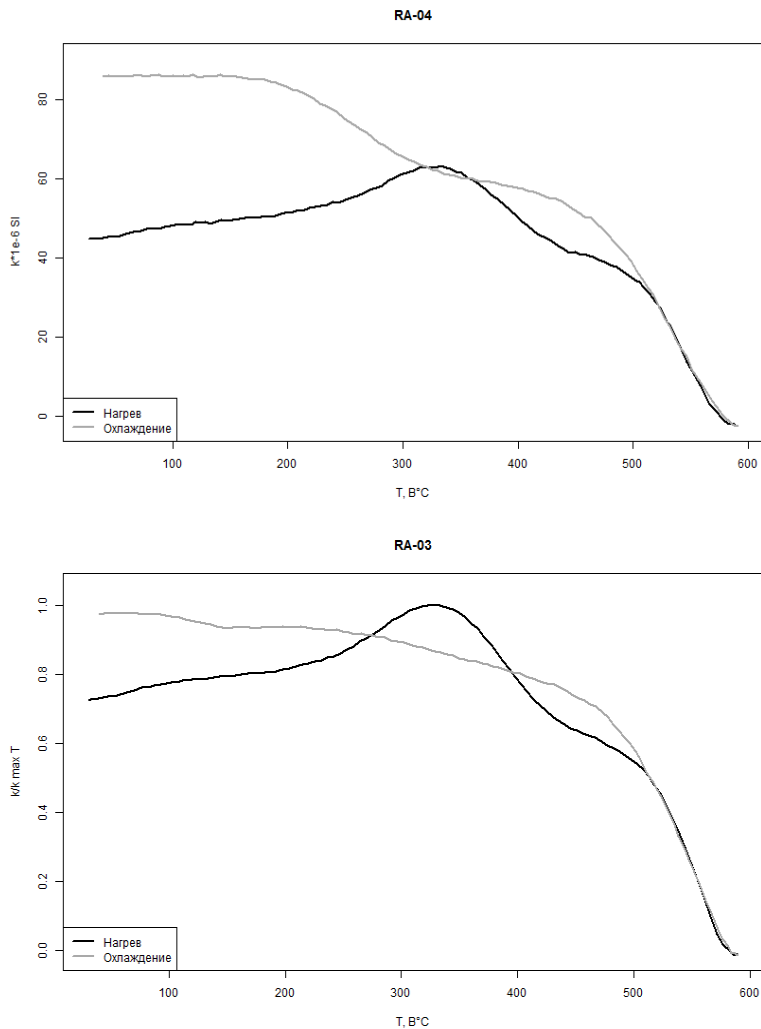


Рис. 3. Графики зависимости $k(T)$ образцов из местонахождения Ракушечный Яр.

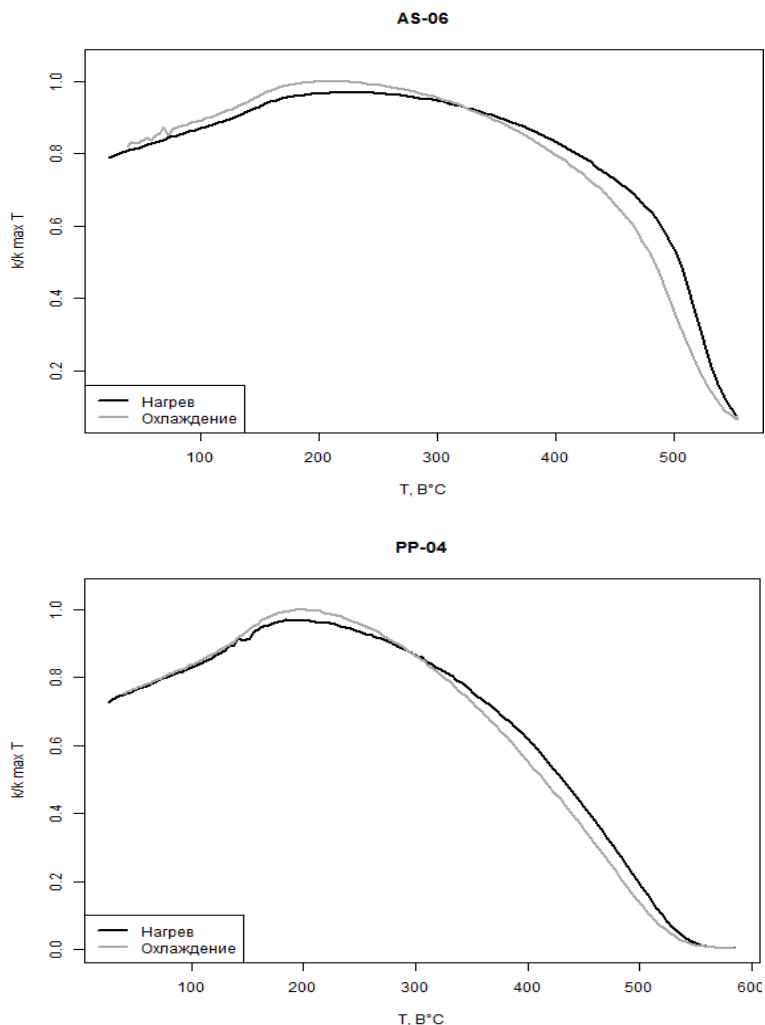


Рис. 4. Примеры графиков зависимости $k(T)$ первого типа для образцов коллекции г. Новгорода.

Второй тип представлен плавными нисходящими по мере увеличения температуры кривыми с небольшим спадом к температуре $\sim 540 - 570$ °С, что может означать также наличие минералов магнетитового ряда (рис. 5а). Также к этому типу мы отнесли кривые $k(T)$, где помимо минералов магнетитового ряда наблюдаются минералы с более низкой температурой Кюри (рис. 5б). Кривые нагрева и охлаждения обратимы. При этом в сравнении с образцами, для которых характерны кривые первого типа, у образцов со вторым типом кривых отмечается пониженное (часто до порядка) значение k .

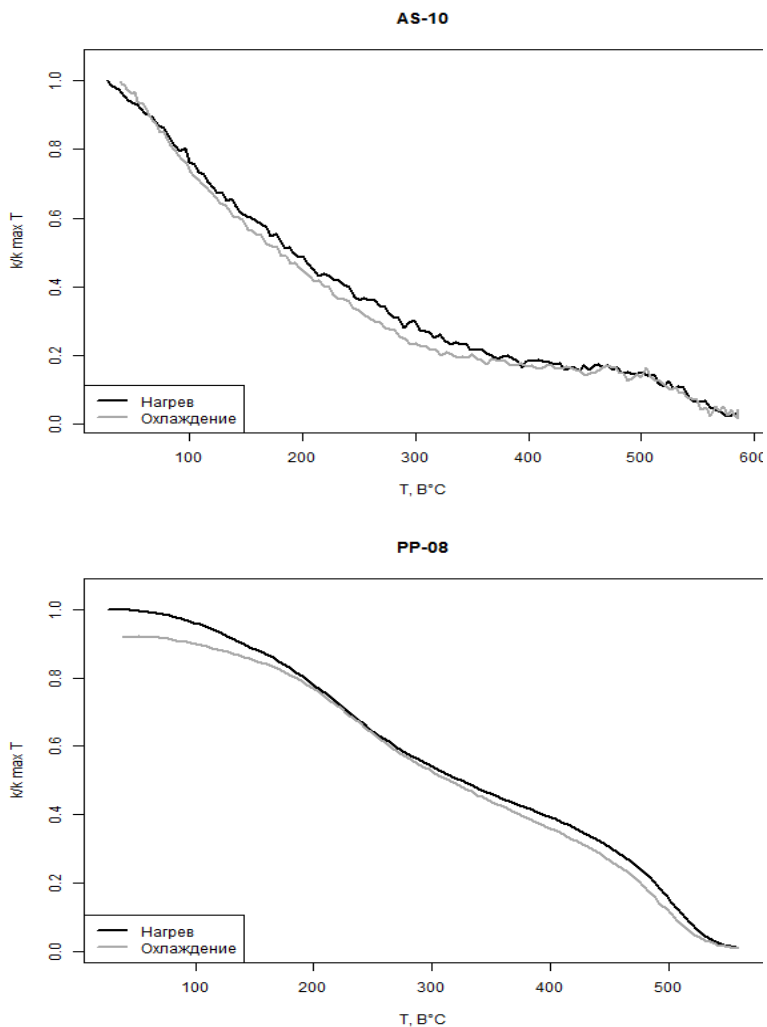


Рис. 5. Примеры графиков зависимости $k(T)$ второго типа для образцов коллекции г. Новгорода.

К третьему типу мы отнесли все образцы, кривые нагрева и охлаждения которых сильно различаются по значениям k в процессе нагрева и охлаждения и зачастую по форме, что свидетельствует о нестабильности магнитных минералов образцов под воздействием высоких температур (рис. 6). Кривые этого типа отмечаются лишь у нескольких образцов коллекции.

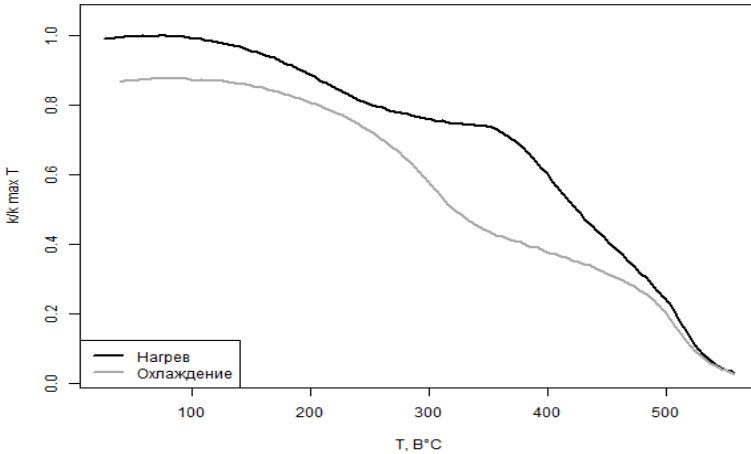


Рис. 6. Пример графиков зависимости $k(T)$ третьего типа для образцов коллекции г. Новгорода.

Смоленская (Сертейский микрорегион) и Псковская область (Дубокрай IV)

Нами была изучена небольшая коллекция из памятников Сертея II, Сертея 3-3, Сертея XXVII, Сертея XXXIV ($\approx 3-6$ т. л. до н. э.), Дубокрай IV (≈ 3 т. л. до н. э.) для оценки перспективности образцов из данных местонахождений для определения $H_{др}$. Образцы представлены фрагментами раннеолитической керамики песчаного, серого и темно-серого цветов, найденными в слоях с различной обводненностью. По результатам исследований выявлено, что нет четкой связи кривых $k(T)$ ни с различными условиями захоронения, ни с местонахождением памятников. Все образцы данной коллекции при нагреве испытывают в различной степени магнито-минералогические изменения. На рис. 7 видно, что кривые $k(T)$ нагрева и охлаждения отличаются друг от друга на 20–40 %.

По результатам проведенных исследований, авторами сделаны следующие выводы:

Селище Большое Саврасово-2. Образцы данной коллекции являются перспективными для дальнейшего изучения терромагнитным методом, т.к. кривые нагрева и охлаждения подобны, что говорит о стабильности магнитных свойств минералов, входящих в состав материала, из которого изготовлены образцы.

Ракушечный Яр. Исходя из того, что кривые нагрева и охлаждения, полученные при изучении образцов из данной коллекции, не являются подобными, можно сделать вывод о непригодности последних к дальнейшему изучению.

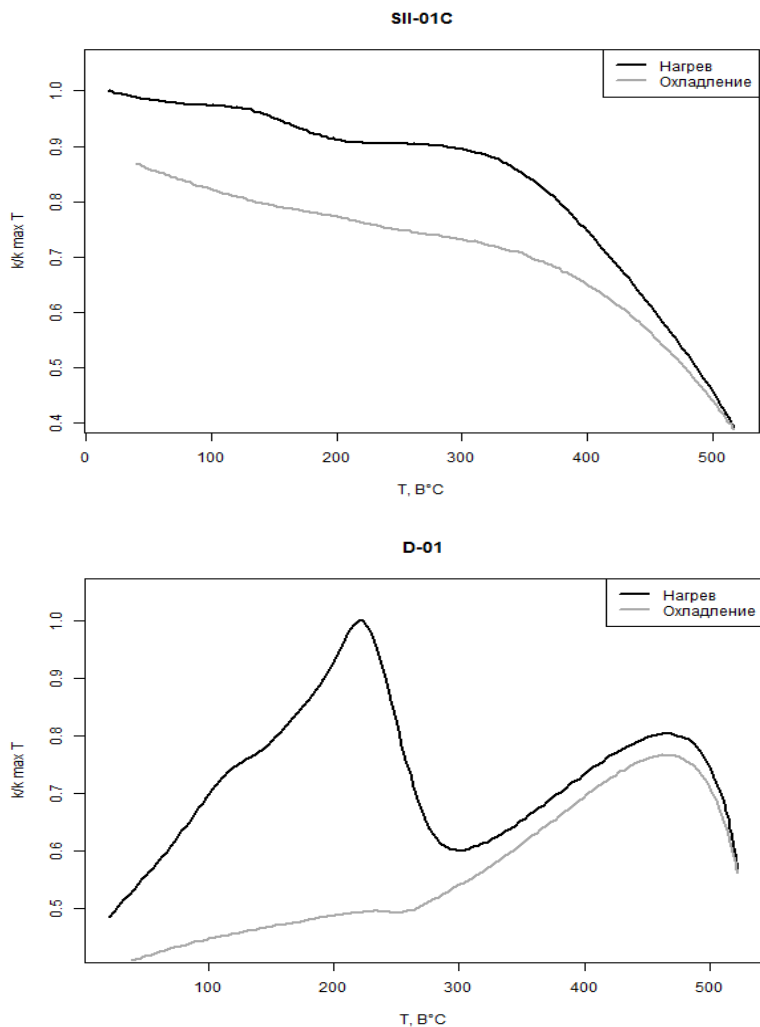


Рис. 7. Примеры графиков зависимости $k(T)$ для образцов из памятников Сертея II (SII14-01) и Дубокрай IV (DI-01).

Коллекция г. Великого Новгорода. У образцов данной коллекции в большинстве случаев отмечается обратимость кривых нагрева и охлаждения и за исключением некоторых образцов памятники перспективны для дальнейших исследований.

Смоленская (Сертейский микрорегион) и Псковская область (Дубокрай IV). В образцах коллекции наблюдается нестабильность магнитных минералов в ходе нагревов до высоких температур и данная коллекция не пригодна для дальнейших исследований.

Исследование проведено при поддержке гранта Министерства Образования.

1. Белановская Т.Д. Из древнейшего прошлого Нижнего Подонья: поселение времени неолита и энеолита Ракушечный Яр. С.-Петербург, Издательство СПбГУ. 1995. 200 с.
2. Мазуркевич А.Н., Долбунова Е.В., Кулькова М.А. Керамические традиции в раннем неолите Восточной Европы// Российский археол. ежегодник №3, 3013г. с. 27–110.
3. Le Goff M., Gallet Y. 2004. A new three-axis vibrating sample magnetometer for continuous high-temperature magnetization measurements: applications to paleo- and archeointensity determinations. Earth Planet. Sci. Lett. 299, 31–43.
4. Thellier E., Telliier O. 1959. Sur l' 'intensite' du champ magnétique terrestre dans le passe' historique et géologique, Ann. Geophys., 15, 285–378.

Новые раннепротерозойские палеомагнитные полюсы Сибирского кратона

В. Ю. Водовозов^{1,2}, А. Р. Зверев¹, М. А. Баклан¹, Е. Л. Щербакова¹

¹Геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва

²Геологический институт РАН, Москва

Рекогносцировочные исследования палеомагнетизма раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона, результаты которых докладывались в 2013 году в Казани[3], получили свое продолжение: в настоящей работе представлены определения, основанные на гораздо большем фактическом материале и, в том числе, получивших новое возрастное обоснование. Эти исследования продолжают комплексные работы по изучению палеомагнетизма раннего протерозоя юга кратона, начатые в 2002 году коллективом под руководством А. Н. Диденко. С тех пор было получено 10 новых надежных раннепротерозойских определений по югу кратона, что позволило сделать первые палеотектонические реконструкции с участием Сибири и разработать модели раннепротерозойской траектории кажущейся миграции палеомагнитного полюса(например, [2]). Несмотря на несомненный прорыв в изучении палеомагнетизма раннего протерозоя Сибири, здесь есть «узкие» места: 1) 9 из 10 определений (кроме[5]) были получены по объектам, принадлежащим Ангаро-Анабарской тектонической провинции (Шарьжалгайский и Байкальский выступы фундамента); 2) раннепротерозойская ветвь ТКМП базируется, по сути, на двух кластерах — 1863–1850 и 1750–1720 млн. лет. Целью настоящей работы стало, таким образом, получение палеомагнитных определений по геологическим объектам, имеющим четко определенную геодинамическую позицию и изотопный возраст, отдельно для Ангаро-Анабарской провинции и отдельно для Алдано-Становой провинции. В благоприятном случае мы смогли бы ответить на вопрос, с какого времени все эти блоки перемещались вместе, т.е. показать с какого времени существовал собственно Сибирский кратон как единое целое. Особое внимание привлекают геологи-

ческие объекты с возрастом между 1850 и 1750 млн. лет. Такие объекты были найдены, и по ним получены палеомагнитные результаты.

Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс (Байкальский выступ)

В долине реки Миня, прорезающей хребет Аkitкан, были отобраны коллекции образцов из вулканитов и осадочных пород чайской свиты. Вулкани-ты чайской свиты являются, по представлениям [1], образованиями Миньско-гопалеовулкана и объединяются в ламборский вулканический комплекс. По латитам ламборского комплекса ранее была получена датировка изотопного возраста U/Pb методом по цирконам — 1823 ± 7 млн. лет [9], что делало эти образования самыми молодыми в составе аkitканской серии.

В породах чайской свиты выделены две высокотемпературных компоненты, которые образуют два кучных кластера (Табл.). Первая компонента (ht1) практически совпадает с направлениями в чайской свите реки Чай (возраст ее определен как 1863 ± 9 млн. лет [6]), удаленной от Мини примерно на 160 км. Тест складки для нее положительный. По породам, содержащим компоненту ht1, в этом году была получена датировка изотопного возраста U/Pb визохронным методом по цирконам — 1874 ± 22 млн. лет (А.Б. Котов, л/с), что хорошо согласуется с возрастом чайской свиты реки Чай. Вторая компонента (ht2) гораздо чаще встречается в образцах вулканитов и имеет биполярное распределение, тест обращения положительный, тест складки неопределенный. Тела с преимущественным содержанием компоненты ht2 тяготеют к ареалу Миньскопалеовулкана, по [1]. Проба на изотопный возраст, отобранная из одного из таких тел, к сожалению, результата не дала. Полюс, рассчитанный по компоненте ht2, ложится на раннепротерозойскую ТКПМ Сибири к востоку от самых древних полюсов, т.е. в сторону их омоложения (рис.). Кроме того, он попадает в область раннепалеозойских полюсов Сибири, что может свидетельствовать о вероятном раннепалеозойском перемагничивании в результате тектонических процессов, действительно характерных для юга Сибири. Но, на наш взгляд, подобную картину можно объяснить двумя фазами образования чайской свиты реки Мини. Первая фаза отвечает времени накопления чайской свиты, т.е. примерно 1863–1873 млн. лет, вторая фаза связана с внедрением наиболее молодых вулканитов Миньскопалеовулкана и отвечает времени примерно 1823 млн. лет. Оба определения можно использовать для уточнения раннепротерозойской ТКМП Сибири.

Таблица. Высокотемпературные компоненты ЕОН раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и рассчитанные по ним палеомагнитные полюсы.

Формация	Возраст, млн. лет	Тес ты	Среднее направление				Палеомагнитный полюс				
			D, °	I, °	k	α_{95}	Φ , °	Λ , °	dp/dm, A95, °	φ , °	
Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс (хребет Аkitкан, река Миня)											
1	Чайская свита (компонента ht1)	1874±22	F	193.1	16.3	69.3	5.5	-24.3	94.3	2.5/5.7	8
2	Чайская свита (компонента ht2)	1823±7	R	153.9	14.2	24.5	18.9	-22.8	136.8	9.9/19.3	7
Олекминский блок Алданской провинции (хребет Удокан)											
3	Кодарский комплекс	1873±3 1877±4	R	17.7	-6.4	693.5	4.7	-27.2 -27.9*	99.6 127.8*	5.9	3
4	Чинейский комплекс	1867±3		29.8	-18.6	19.8	9.6	-19.5 -22.8*	87.3 113.8*	5.2/10.0	10

* Полюс повернут вокруг полюса вращения 62° с. ш., 117° в. д. на угол +25°, согласно [7].

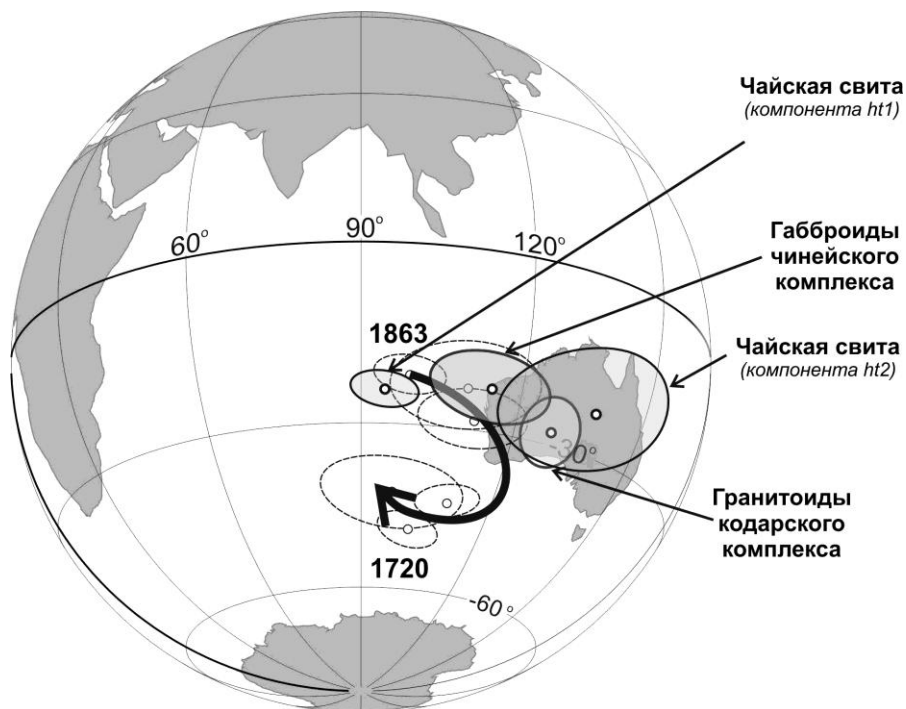


Рис. Сравнение полученных определений с палеопротерозойской ТКМП Сибири.

Олекминский блок Алданской провинции

В качестве основных объектов были выбраны массивы гранитов кодарского комплекса, по двум из которых были получены изотопные датировки U/Pb методом по цирконам — 1873±3 и 1877±4 млн. лет. [8] и габброиды Чинейского расслоенного плутона (1867±3 млн. лет [10]).

Из четырех изученных массивов гранитов кодарского комплекса в трех нашлись породы, пригодные для получения палеомагнитного определения. Первичность выделенных высокотемпературных компонент подтверждается положительными тестами обращения и совпадением направлений в удаленных массивах. Для Ат-Бастахского, Ханинского и Кеменского массивов получены средние направления ЕОН, вычислен средний палеомагнитный полюс и произведена корректировка за счет раскрытия Вилуйского рифта, согласно [11] (Табл.).

Образцы габброидов Чинейского массива были отобраны в центральной части из пород 3 фазы (габбро-норитовой) [4]. Почти все они характеризуются сильным магнитным сигналом и схожим поведением ЕОН в процессе чистки. Выделенные высокотемпературные характеристические компоненты на стереограмме образуют кластер (Табл.) в северо-восточном румбе, есть также несколько образцов с антиподальными высокотемпературными компонентами. Примечательно, что средняя компонента практически совпадает с компонентой ЕОН, выделенной К.М. Константиновым [7] в Главной Удоканской дайке (также габброиды чинейского комплекса), удаленной от Чинейского массива примерно на 15–20 км.

Практически одновременные полюсы по чинейским габброидам и кодарским гранитоидам различаются (рис.), хотя и перекрываясь овалами доверия. Это может указывать на небольшие локальные развороты отдельных массивов Забайкалья. Кроме того, оба определения смещаются в сторону более молодых определений; помимо более молодого возраста намагниченности, это может свидетельствовать о незначительном повороте Олекминского блока (или всей Алданской провинции) относительно Ангаро-Анабарской провинции в раннем протерозое, т.е. более позднем времени становления фундамента Сибирского кратона. В статье [5] это было показано на примере раннепротерозойских образований Улканского прогиба. Впрочем, если не производить корректировку за счет раскрытия Вилуйского рифта, оба определения ложатся в самое начало палеопротерозойской кривой, что может свидетельствовать об отсутствии вращения Олекминского блока относительно Ангаро-Анабарской провинции.

Выводы рекогносцировочных исследований [3] были подтверждены в результате более детальных исследований, получено четыре новых палеомагнитных определения, два из которых — по чайской свите реки Миня можно использовать для уточнения раннепротерозойской ТКМП Сибири. Два других определения — по интрузивным породам Забайкалья, несмотря на близость к ожидаемым направлениям, в настоящий момент использовать нельзя. Прежде всего, здесь требуются новые палеомагнитные определения по другим раннепротерозойским объектам и решение вопроса о введении поправки за раскрытие Вилуйского рифта.

Надо заметить, что до сих пор получение каждого палеомагнитного определения по раннему протерозою Сибири, на наш взгляд, можно считать определенным научным достижением.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-01138).

1. Булдыгеров В. В., Собаченко В. Н. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканно-плутонического пояса. Иркутск: ИГУ. 2005. 184 с.
2. Водовозов В. Ю. Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и геотектонические следствия. Дисс. канд. геол.-мин. наук. МГУ, 2010.
3. Водовозов В. Ю., Зверев А. Р., Петров В. М. и др. Новые палеомагнитные определения по раннепротерозойским образованиям юга Сибирского кратона / Палеомагнетизм и магнетизм горных пород теория, практика, эксперимент. Материалы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород» Казань. 7–12 октября 2013 г. С. 26–32.
4. Гонгальский Б. И., Кривошук Н. А., Арискин А. А., Николаев Г. С. Строение, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива в Северном Забайкалье // Геохимия. 2008. № 7. С. 691–720.
5. Диденко А. Н., Песков А. Ю., Гурьянов В. А. и др. Палеомагнетизм Улканского прогиба (юго-восток Сибирского кратона) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 1. С. 31–53.
6. Донская Т. В., Мазукабзов А. М., Бибикина Е. В. и др. Стратотип чайской свиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса: возраст и продолжительность осадконакопления // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 9. С. 916–920.
7. Константинов К. М., Крайнов М. А., Константинов И. К. Результаты палеомагнитных исследований структурно-вещественных комплексов месторождения Удокан (СеверноеЗабайкалье) / Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН. 2013. С. 121–123.
8. Ларин А. М., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. и др. Новые данные о возрастегранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.
9. Неймарк Л. А., Ларин А. М., Яковлева С. З. и др. Новые данные о возрасте пород акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb датирования цирконов // ДАН СССР. 1991. Т. 320. № 1. С. 182–186.
10. Попов Н. В., Котов А. Б., Постников А. А. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // ДАН. 2009. Т. 424. № 4. С. 517–521.
11. Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelianmagnetostratigraphy and relative rotation between theAldan and Anabar-Angara blocks // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 276. P. 229–242.

Разнообразие магнитных характеристик вулканогенных образований Южного Забайкалья (Тамирская вулканотектоническая структура): предварительные результаты

Т. С. Гендлер¹, А. В. Шацилло¹, И. В. Федюкин¹, М. Кадzialко-Хофмоклъ (M. Kadzialko-Hofmokl)², Т. Вернер (T. Werner)²

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

²*Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Варшава, Польша*

Проблема палеомагнетизма позднего палеозоя Сибирской платформы в настоящее время стоит достаточно остро – данные, которые хоть сколько-нибудь отвечают современным требованиям, единичны. При этом, значение надежных палео- и петромагнитных данных для этого интервала времени трудно переоценить — они необходимы для разработки кривой кажущейся миграции полюса Сибири, для восстановления палеозойской «допангейской» истории этой платформы, для реконструкции коллизионных процессов между Сибирью, Балтикой и Казахстаном, а также террейнами Центрально-Азиатского подвижного пояса и для решения ряда других актуальных задач тектоники и геофизики. В 2013 г. в рамках разработки позднепалеозойского участка кривой кажущейся миграции полюса (КМП) Сибирской платформы, Шацилло и Федюкиным [1, 2] были изучены вулканогенные разности трех свит Тамирской вулканотектонической структуры (ВТС), располагающейся в междуречье рек Хилок и Чикой (Южная Бурятия) и являющейся одной из наиболее крупных позднепалеозойских рифтогенных структур Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса [3]. Вулканогенно-осадочные толщи Тамирской ВТС разделяются на три свиты (снизу вверх): унгуркуйскую (преимущественно базальтовую), тамирскую (кислые вулканы и их туфы) и черныяровскую (преимущественно базальты, андезиты и их туфы, песчаники и конгломераты). Возраст наиболее молодых свит — тамирской и черныяровской, достаточно уверенно обоснован и соответствует самому концу поздней перми и среднему-позднему триасу. В тоже время, возраст унгуркуйской свиты определен условно и по различным оценкам варьирует от позднекаменноугольного до позднепермского [3, 4, 5]. В долинах рек Тамир, Шазага, Киреть, Унгуркуй и Ара-Киреть было изучено 31 обнажение и отобрано более 200 ориентированных образцов, часть из которых содержала интерпретируемый палеомагнитный сигнал.

Пилотная коллекция из 37 образцов из различных обнажений, как вошедших, так и не вошедших в окончательную статистическую обработку при расчете палеомагнитных направлений, была отобрана для изучения комплексом методов магнетизма горных пород с целью идентификации магнитных минералов-носителей палеомагнитной записи и изучения специфики их магнитных свойств. Изучение магнитных свойств данной коллекции проводилось в рамках совместного проекта ИФЗ РАН (Москва) и ИГФ ПАН (Варшава) «Палеомагнетизм и петромагнетизм палеозойских пород Сибирской платформы». Комплекс примененных методов включал различные измерения.

1. Петли гистерезиса (ПГ) измерялись на массивных образцах в исходном состоянии и после цикла нагрев–охлаждение в магнитном поле (ОМП) электромагнита без изменения ориентации образца с использованием вибромагнитометра конструкции Ю.К. Виноградова (ООО «Орион», Борок). Диапазон изменений магнитного поля был ± 8500 Э, что вполне достаточно для низкокоэрцитивных ферришпинелей различного состава (ПГ может рассматриваться как полная), но часто не достаточно для магнито жестких слабых ферромагнетиков, таких как гематит и гетит (ПГ является частной). Термомагнитные кривые (ТМК) в непрерывном цикле нагрев–охлаждение были получены на том же приборе в максимальном магнитном поле в диапазоне температур 20–750–20 °С. Конструкция прибора позволяет проведение всех измерений в автоматическом режиме без извлечения исходного образца. Таким образом, последовательность измерений была следующая: ПГисх (1) → ТМК нагрева (2) → ТМК охлаждения (3) → ПГ после охлаждения образца в магнитном поле от температуры Кюри (4). Все эти измерения были проведены в ИФЗ РАН (Москва). 2. ТМК остаточной намагниченности, приобретенной в магнитном поле 9000 Э, измерялись в непрерывном режиме на VSM (аппарат TUS, Варшава) от 20 до 700 °С. 3. Коэрцитивные параметры J_s , J_{rs} , H_c , H_{cr} были получены из измерений ПГ после ступенчатых нагревов в интервале 20–600 °С. 4. Измерения магнитной восприимчивости от температуры проводились на KLY-3, в двух диапазонах 20–750 °С и –196–20 °С (Варшава).

Рассмотрение большого массива полученных разнообразных данных, которое в настоящий момент может носить исключительно предварительный характер, показывает необходимость их серьезного анализа и увеличения количества изученных образцов. Выявились как общие, для трех свит, так и достаточно разнообразные особенности магнитных свойств носителей палеомагнитного сигнала.

1. Ферромагнитными минералами-носителями намагниченности по данным двух типов термомагнитного анализа являются магнетит (окисленный магнетит-маггемит) и гематит в различных пропорциях ($T_{b1} \sim 570\text{--}580$ °С, $T_b \sim 620\text{--}630$ °С, $T_{b2} \sim 650\text{--}670$ °С) и неизвестная нестабильная низкотемпературная фаза ($T_{b(?)}$ $\sim 150\text{--}200$ °С). При этом по составу и магнитным свойствам образцы коллекции невозможно сопоставить с какой либо из изученных свит, каждая из которых оказывается представленной довольно разнообразными характеристиками указанных магнитных минералов. Классификация скорее возможна на основе каких либо выбранных магнитных характеристик.

2. Характерной особенностью значительного количества обнажений, независимо от принадлежности к свите, является выше упомянутая низкотемпературная «фаза», которая с разной степенью интенсивности проявляется на термомагнитных кривых $J_g(T)$ образцов из различных обнажений всех 3-х свит (рис. 1). Резкое падение J_g в интервале 150–200 °С (чаще всего при 180 °С) является необратимым. Эта «фаза» проявляется только для образцов, где основным магнитным минералом является магнетит. Чем меньше вклад низкотемпературной фазы в общую кривую $J_g(T)$, тем больше сдвинута T_b

магнетита в сторону высоких температур, указывая на повышение степени окисления магнетита ($T_b = 600\text{--}630\text{ }^\circ\text{C}$).

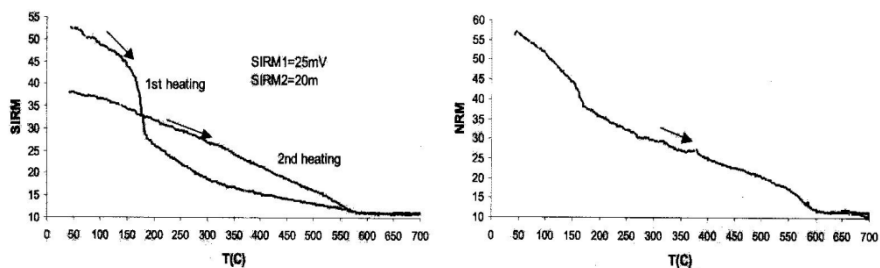


Рис. 1. Пример типичных термомагнитных кривых с низкотемпературной «фазой». Образец 31 (Черноярковская свита), температурные зависимости остаточной намагниченности насыщения (SIRM) и естественной остаточной намагниченности (NRM) измерены в режиме непрерывного нагрева.

Об этом же свидетельствуют и низкотемпературные кривые $\chi(T)$, на которых четко проявляются максимумы, характерные для перехода Вервея, однако сдвинутые в область температур $170\text{--}160\text{ }^\circ\text{C}$ по сравнению со стехиометрическим магнетитом ($T_v = -153\text{ }^\circ\text{C}$). При отжиге таких образцов T_v повышается и приближается к T_v стехиометрического магнетита. Таким образом, низкотемпературная фаза связана со степенью окисления магнетита. Подтверждением этого предположения послужили эксперименты со ступенчатым нагревом, на каждом шаге которого были измерены гистерезисные характеристики. В той же области температур, где наблюдается падение J_{rs} при непрерывном нагреве, во всех случаях проявляется резкое падение коэрцитивности (рис. 2), очевидно связанное со снятием напряжений в тесно взаимодействующих слоях магнетит-маггемит. Таким образом, отличительной особенностью изученных пород в ряде обнажений является частичное окисление поверхностных слоев магнетита, взаимодействие которых с объемом приводит к напряженному состоянию и повышенной коэрцитивности. Это процесс «in situ» был низкотемпературным (во всяком случае при $T < 150\text{ }^\circ\text{C}$), поскольку все лабораторные нагревы приводили к необратимым изменениям и часто к образованию нового магнетита с меньшей коэрцитивностью.

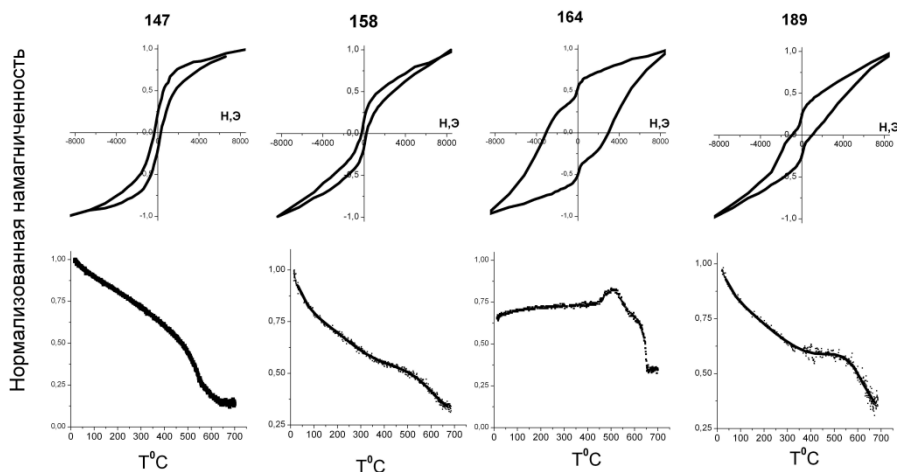


Рис. 2. Типичный пример изменения коэрцитивной силы H_c и остаточной коэрцитивной силы H_{cg} при ступенчатом нагреве в диапазоне температур 20–600 °С. Образец 31 (Черняровская свита).

3. Следующей существенной особенностью изученных пород является разнообразие петель гистерезиса исходных образцов, из которого можно выделить 3 группы: 1) обычные симметричные ПГ, насыщающиеся в полях порядка 2000 Э, $H_c \sim 130\text{--}150$ Э, характерные для однодоменных относительно низкокоэрцитивных частиц; 2) узкие симметричные, близкие к прямолинейным ПГ, не насыщающиеся в полях до 8500 Э, обычно присущие суперпарамагнитным частицам высококоэрцитивных фаз-гематита или гематита, 3) в разной степени перетянутые, не достигающие насыщения, иногда одновременно расширенные ПГ, представляющие собой результат бимодального распределения высоко и низкокоэрцитивных фаз либо вариации размеров частиц или слоев одной и той же фазы [6]. 1-я группа объединяет однофазные стабильные магнетитовые образцы, представленные в разных обнажениях всех трех свит. 2-я относится к двухфазным нестабильным образцам из тамирской и унгуркуйской свит, содержащим в основном гематит и подчиненное количество магнетита. 3-я представлена в целом ряде обнажений только унгуркуйской свиты (рис. 3), что, по-видимому, может служить некоей «визитной карточкой» данной свиты. Аналогичные перетянутые ПГ наблюдались для перемангнитченных карбонатных палеозойских пород Большого Бассейна Колорадо, Северной Америки и Англии (см., например [6]), что возможно указывает на то, что магнитные фазы из пород, входящих в 3-ю группу имеют вторичное (постмагматическое) происхождение.

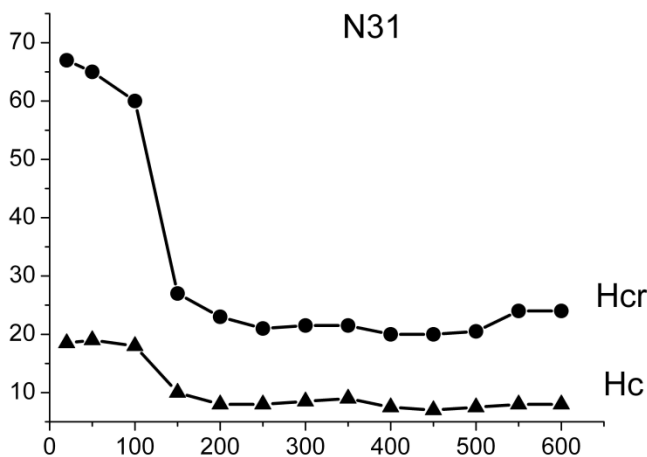


Рис. 3. Примеры перетянутых петель гистерезиса и термомагнитных кривых, измеренных в магнитном поле 8500Э при непрерывном нагреве, для исходных массивных образцов из ряда обнажений Унгуркуйской свиты.

Дополнительной яркой особенностью пород унгуркуйской свиты является наблюдаемое в настоящей работе явление обменного сдвига ПГ, измеренных после охлаждения в магнитном поле. Данное явление характерно для обменной анизотропии на межфазной границе (интерфейсе) при условии тесного магнитного и кристаллографического взаимодействия между нанослоями сосуществующих фаз, образованных в результате фазовых превращений. Аналогичное поведение слоистых природных наноструктур с гематитом различных генераций отмечено в [7–9] для бокситоносной коры выветривания Южного Вьетнама. Параллельное рассмотрение палеомагнитных результатов и специфических особенностей магнитных свойств отложений унгуркуйской свиты будет предметом дальнейшего изучения.

Работа выполнена при поддержке гранта 14.Z50.31.0017 правительства Российской Федерации и программы 10 Отделения Наук о Земле РАН, проекта ИФЗ РАН (Москва) и ИГФ РАН (Варшава) «Палеомагнетизм и петромагнетизм палеозойских пород Сибирской платформы».

1. Шаццло А. В., Федюкин И. В. Палеомагнетизм позднепалеозойских-мезозойских вулканогенных образований Южного Забайкалья (Тамирская вулканотектоническая структура) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 11. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013, с.264–265.
2. Fedyukin, I.; Shatsillo, A. Paleomagnetism of Late Permian volcanic rocks from South Transbaikalia: preliminary results. American Geophysical Union, Fall Meeting 2013, abstract #GP41C-1152
3. Гордиенко И. В., Булгатов А. Н., Руженцев С. В., Минина О. Р., Климук В. С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г. Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В. С., Метелкин Д. В., Гонегер Т. А., Лепехина Е. Н. История развития Удино-Витимской островодужной

- системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 5, с. 589–614.
4. *Гордиенко И. В., Баянов В. Д., Жамойцина Л. Г., Климук В. С., Пахольченко Ю. А.* Бимодальные вулканоплутонические ассоциации позднего палеозоя Забайкалья и геодинамические условия их формирования // Геология и Геофизика, 1998, т.39, №2, с. 190–203.
5. *Попеко Л. И., Котляр Г. В., Куриленко А. В.* Пермский этап геологической истории Забайкалья // Тихоокеанская Геология, 2005, т.24, №6, с.26–37.
6. *Roberts et al. J. Geophys. Res.*100,NB9, 17909–17924, 1995; *L.Tauxe et al. J.Geophysical Res.* 101,NB1, 571–583, 1996.
7. *Н. С. Бортников, В. М. Новиков, Т. С. Гендлер, Г. О. Пилюян, Е. А. Жегалло, Н. М. Боева.* Биоминерализация, магнитные и термические свойства железистой конкреции месторождения латеритных бокситов Баолок в Южном Вьетнаме. ДАН, 2011, 441,N6, 788–791.
8. *Н. С. Бортников, В. М. Новиков, Н. М. Боева, А. П. Жухлистов, Е. А. Жегалло, Т. С. Гендлер, Л. В. Зайцева, С. В. Соболева.* Первая находка биогенного наногематита в бокситоносной коре выветривания базальтов Южного Вьетнама. ДАН,, 2013, 453, № 3, 1–5.

Магнитная стратиграфия верхнемеловых и пограничных мел-палеогеновых отложений юга Кулундинской впадины (Западная Сибирь)

З. Н. Гнибиденко, А. В. Левичева

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

Одной из актуальных задач палеомагнетизма мезозоя Западно-Сибирской плиты и мела, в частности, является разработка шкалы магнитной полярности этого временного интервала [1–4]. Цель исследований — изучение поведения геомагнитного поля в позднемеловое и пограничное мел-палеогеновое время и построение на этой основе магнитостратиграфической схемы по результатам изучения трех опорных глубоких скважин, пробуренных Горно-Алтайской геолого-съёмочной экспедицией. Все выполненные нами исследования носили комплексный характер и осуществлялись на основе палеомагнитных, геолого-стратиграфических и палеонтологических данных.

Геолого-стратиграфическая характеристика Исследуемые скважины 23, 19 и 11 расположены на юге Кулундинской впадины (юг Западной Сибири) на границе с Алтайским краем ($\varphi = 51^\circ$ с. ш., $\lambda = 80^\circ 30'$ в. д.). Геологический разрез юга Кулундинской впадины представлен континентальными и прибрежно-морскими мезо-кайнозойскими породами, образующими платформенный чехол, залегающий на размытой поверхности доюрских отложений [5]. Расчленение разреза и обоснование возраста исследуемых отложений проведено на основании палинологических данных. В скважинах исследуемые отложения представлены четырьмя региональными горизонтами и одноименными свитами верхнего мела – покурской, кузнецовской, славгородской и ганькинской, охватывающими стратиграфические подразделения от сеномана до маастрихта. Палеогеновые отложения представлены талицкой (зе-

ландий) и люлинворской (танет) свитами. **Верхний отдел мела. Покурская свита (K_2pk)** одноименного горизонта сложена преимущественно континентальными отложениями (глины, пески с прослоями глин). На основании выделенного Н. К. Лебедевой палинокомплекса (ПК-1) отложения покурской свиты датируются поздним мелом – сеноманом. **Кузнецовская свита (K_2kz)** одноименного горизонта представлена глинами, переслаиванием глин и песков. В свите выделены слои со спорами и пылью, специфические особенности которых характерны для верхнего турона Западной Сибири. **Славгородская свита (K_2sl)** одноименного горизонта, представленная преимущественно песками, была опробована не на полную мощность. В этой свите (определения Н.К. Лебедевой) выделены слои со спорами и пылью, дающие возможность датировать отложения кампаном. **Ганькинская свита (K_2gn)** одноименного горизонта сложена в основном глинами, серыми, плотными с подчиненным количеством песков. Эту свиту характеризует палинокомплекс (ПК-2 – определения Н.К. Лебедевой), который позволяет отнести отложения к маастрихту. **Нижний отдел палеогена. Талицкая (E_1t) и люлинворская (E_1ll) свиты** одноименных горизонтов представлены глинами и песками. Из этих отложений выделены два палинокомплекса ПК-III и ПК-IV, позволяющие датировать отложения талицкой свиты зеландием, а люлинворской – танетом.

Методика исследований Отбор ориентированных образцов был выполнен из керна трех скважин, из которых было отобрано 468 ориентированных «верх-низ» образцов-кубиков, представляющих 131 временной стратиграфический уровень. Образцы отбирались равномерно через 1.0–1.5 м, если позволяла ситуация. При отборе песчаных разностей использовался пробоотборник А. А. Бишаева. Лабораторные исследования и обработка полученных данных проводились по общепринятой и стандартной методике [6, 7]. Выделение компонент естественной остаточной намагниченности (J_n , ЕОН) проводилось в основном методом ступенчатого терморазмагничивания и в меньшей степени методом размагничивания переменным магнитным полем. Лабораторные эксперименты выполнялись в экранированном от внешнего магнитного поля помещении. При построении частных палеомагнитных разрезов скважин в процессе выделения субзон и микрозон магнитной полярности для повышения достоверности полученных данных не учитывались микроинтервалы, обеспеченные образцами только одного стратиграфического уровня.

При полевых исследованиях для измерения магнитной восприимчивости использовался каппаметр КТ-5, а в лабораторных экспериментах — KLY-2. Естественная остаточная намагниченность измерялась на спин-магнитометрах – JR-4 и JR-6А. Для снятия нормальных кривых намагничивания образцов пород использовался электромагнит постоянного поля 5-Р с максимальным намагничивающим полем 1088 кА/м.

Результаты исследований Исследуемые верхнемеловые и пограничные мел-палеогеновые отложения характеризуются низкими: магнитной восприимчивостью (χ) и естественной остаточной намагниченностью (J_n , ЕОН), ко-

которые изменяются в пределах: $\chi \sim 1\text{--}33.4 \times 10^{-5}$ ед. СИ; $J_n \sim 0.04\text{--}8.85$ мА/м. Глинистые отложения покурской и кузнецовской свит отмечены повышенными значениями χ и J_n . Для исследуемых отложений типичен фактор Кенигсбергера (Q_n) меньше 1, что свойственно ориентационной намагниченности. Магнитными минералами–носителями намагниченности в исследуемых отложениях являются магнетит, гематит и гидроокислы железа. Диагностика их проводилась с использованием дифференциального термомагнитного анализа, анализа параметров нормального намагничивания (I_r , H_{cr}) и результатов интерпретации кривых ступенчатого терморазмагничивания. Для выделения первичной (характеристической) компоненты намагниченности было выполнено ступенчатое терморазмагничивание и проведен компонентный анализ. Для большинства исследуемых пород характерно наличие двух компонент намагниченности – низкотемпературной, выделяющейся до 250–300 °С, и высокотемпературной, сохраняющейся до 540–680 °С.

Размагничивание переменным магнитным полем было выполнено в меньших размерах, поскольку для исследуемых пород наиболее эффективным методом магнитной чистки оказался метод ступенчатого терморазмагничивания.

В результате компонентного анализа была выделена характеристическая (первичная) компонента ЕОН, положенная в основу построения палеомагнитных разрезов скважин 23, 19 и 11 (рис. 1). Палеомагнитные разрезы, скоррелированные между собой и сопоставленные с палинологическими данными, увязаны в сводный региональный магнитостратиграфический разрез (тот же рис.). В этом разрезе зафиксированы пять магнитополярных зон: одна прямой и четыре обратной полярности, представляющих шесть региональных горизонтов и одноименных свит верхнего мела и нижнего палеогена. В двух магнитозонах зафиксированы маломощные горизонты (субзоны) противоположной намагниченности. Таким образом, положение и последовательность магнитозон в магнитостратиграфическом разрезе контролируются био-стратиграфическими данными. Так, покурская и кузнецовская свиты, имеющие прямую полярность с 2-мя горизонтами обратной намагниченности, образуют одну магнитозону прямой полярности $N(\text{sn-tr})$. Славгородскую свиту характеризует магнитозона обратной полярности – R_{km} . Ганькинская свита выделяется в одну магнитозону обратной полярности – R_{mt} .

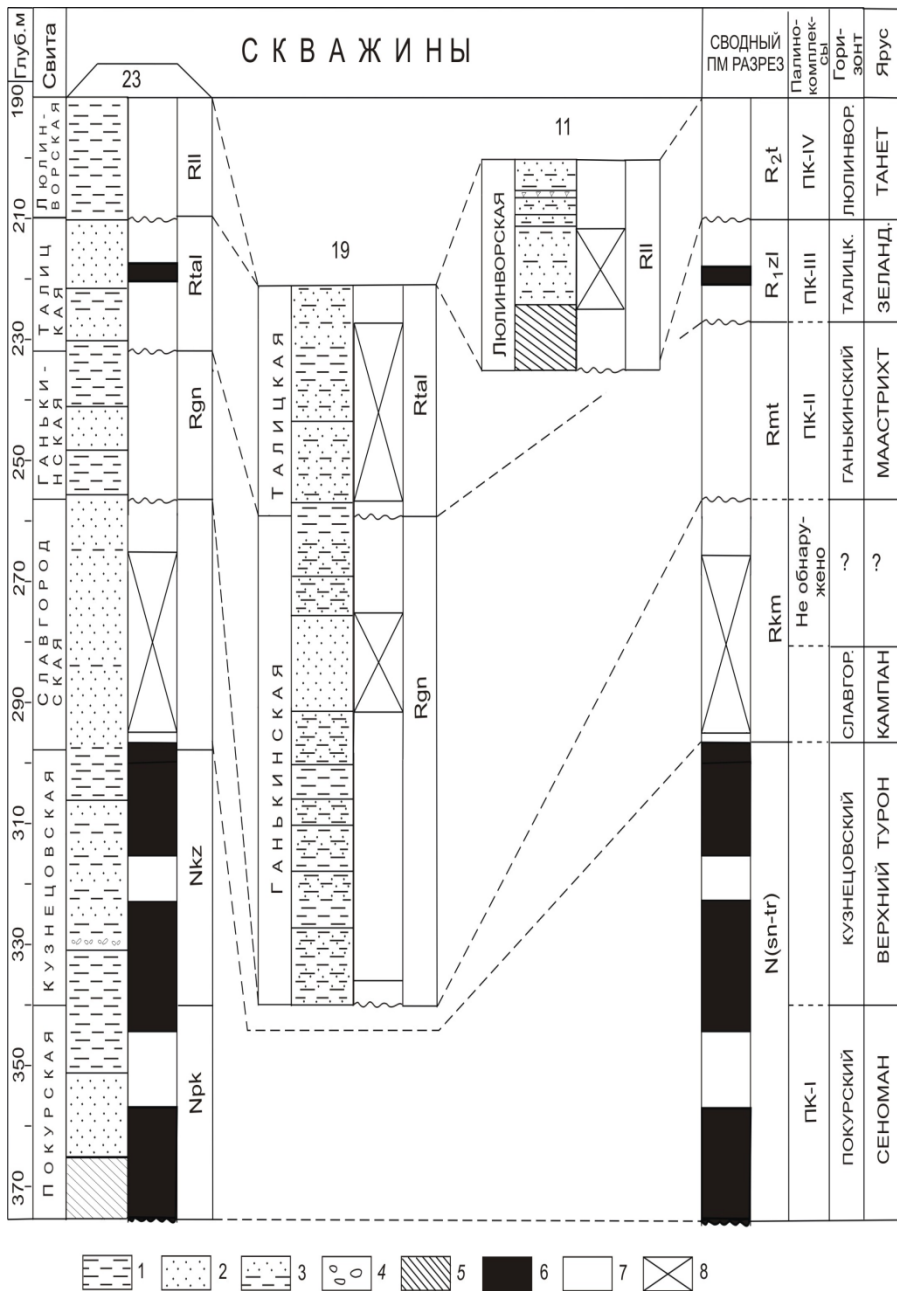


Рис. 1. Корреляционная схема и региональный магнитостратиграфический разрез верхнемеловых отложений юга Кулундинской впадины (Западная Сибирь). Условные обозначения: 1 – глина, 2 – песок, 3 – песок с прослоями глин, 4 – галечник, 5 – кора выветривания; полярности: 6 – прямая, 7 – обратная, 8 – отсутствие данных.

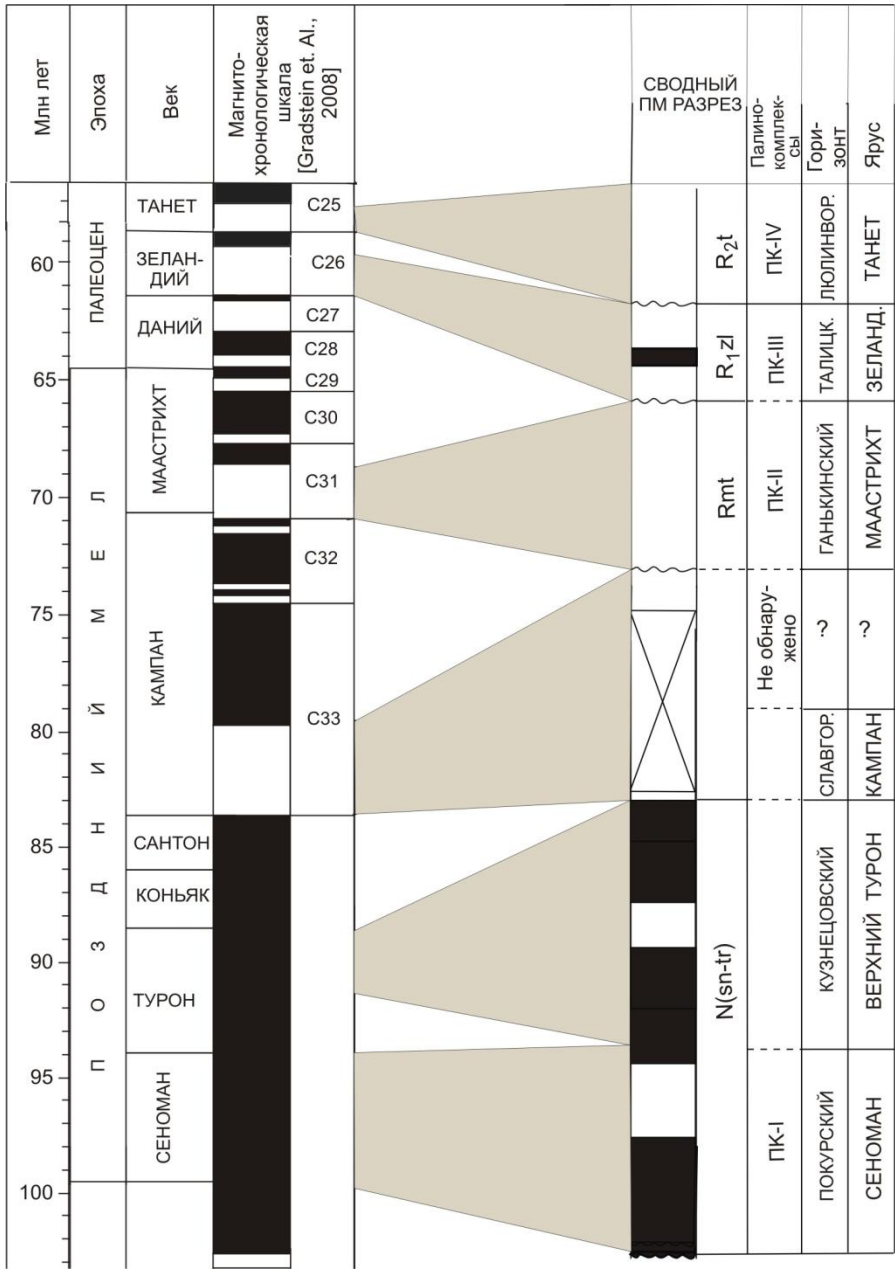


Рис. 2. Сопоставление регионального магнитостратиграфического разреза верхнемеловых и пограничных мел-палеогеновых отложений юга Кулундинской впадины с магнитохронологической шкалой Бергрена [Berggren et al., 2008]. Условные обозначения см. на рис. 1.

Нижнепалеогеновые талицкая и люлинворская свиты составляют две магнитозоны обратной полярности R_{1z1} и R_{2t} с одним маломощным горизонтом прямой намагниченности в магнитозоне обратной полярности R_{1z1} . Следовательно, магнитозона прямой полярности $N(\text{sn-tr})$, охарактеризованная в нижней части палинокомплексом ПК-I, датируется в пределах сеноман – верхний турон. Магнитозона обратной полярности R_{mt} , характеризуемая комплексом ПК-II, датируется маастрихтом, а две магнитозоны обратной полярности R_{1z1} и R_{2t} , содержащие палинокомплексы ПК-III и ПК-IV имеют возраст первая — зеландий, вторая — танет.

Созданный магнитостратиграфический разрез меловых и пограничных мел-палеогеновых отложений был сопоставлен с мировой магнитохронологической шкалой Ф. Градстейна [8]. Выделенная в региональном магнитостратиграфическом разрезе магнитозона прямой полярности $N(\text{sn-tr})$, охватывающая сеноман и турон, согласно традиционному расчленению Общей магнитостратиграфической шкалы на гиперзоны [9] соответствует гиперзоне Джалал (или ее фрагменту) и может быть сопоставлена с хроном C34 мировой магнитохронологической шкалы. Магнитозона обратной полярности R_{km} , охватывающая обратно намагниченную часть кампана, сопоставляется с хроном C33(r), а магнитозона обратной полярности R_{mt} , сопоставляемая с нижней обратно намагниченной частью маастрихта, сопоставляется с хроном C31(r). Две магнитозоны обратной полярности R_{1z1} и R_{2t} , занимающие зеландий и часть танета, сопоставляются с хронами C26(r) и C25(r) магнитохронологической шкалы. В результате этого сопоставления были установлены и оценены перерывы между славгородской — R_{km} (кампан) и ганькинской — R_{mt} (маастрихт) свитами — хроны C33(n) и C32. Хиатус между обратно намагниченным верхним мелом (маастрихтом — магнитозона R_{mt}) и палеогеном (зеландием — магнитозона R_{1z1}) составляют хроны C31(n), C30, C29, C28 и C27.

Новизна полученных результатов состоит в том, что: а) впервые для юга Кулундинской впадины (юг Западной Сибири) получены палеомагнитные характеристики и разработан магнитостратиграфический разрез верхнемеловых и пограничных мел-палеогеновых отложений, вскрытых тремя скважинами совершенно не изученных в палеомагнитном отношении в этом регионе. В магнитостратиграфическом разрезе выделено: а) пять полярных магнитозон: одна длительная — прямой полярности и четыре — обратной; б) определено возрастное – стратиграфическое и хронологическое положение выделенных магнитозон, зафиксированных во временном диапазоне приблизительно 99–57 млн. лет; в) обнаружены горизонты обратной намагниченности (R -горизонты) в прямой монополярной магнитозоне $N(\text{sn-tr})$, соответствующей сеноману и турону, чем подтверждается, все более проявляющаяся в последние годы, тенденция к усложнению структуры мелового монополярного суперхрона прямой полярности за счет выявления в нем новых инверсий и эпизодов. Отсутствие палеомагнитных данных для мелового временного интервала в одном из крупнейших седиментационных нефтегазоносных бассейнов

мира – юге Западно-Сибирской плиты делают уникальным полученный материал.

Работа выполнена при финансовой поддержке фонда РФФИ (грант 13-05-00051).

1. Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К., Шурыгин Б.Н. Палеомагнетизм меловых отложений юга Западно-Сибирской плиты (по результатам изучения кернa скв. 8) // Геология и геофизика. 2012. № 9. С. 945–955.
2. Лебедева Н.К., Александрова Г.Н., Шурыгин Б.Н., Овечкина М.Н., Гнибиденко З.Н. Палеонтологическая и магнитостратиграфическая характеристика верхнемеловых отложений по скважине 8 Русско-Полянского района (юг Западной Сибири) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 1. С. 43–73.
3. Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К., Шурыгин Б.Н. Региональный магнитостратиграфический разрез верхнемеловых отложений юга Западной Сибири (Омская впадина) // Доклады Академии Наук, 2014, т. 458, № 1, С. 83–87.
4. Гнибиденко З.Н., Левичева А.В. Магнитостратиграфия и палеомагнетизм верхнемеловых отложений юго-востока Западной Сибири // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2014. X Междунар. науч. конгр. (г. Новосибирск, 8–18 апреля 2014 г.): Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология»: Сб. материалов в 4 т. Т. 2. Новосибирск: СГГА, 2014. С. 18–22.
5. Русанов Г.Г. Западные предгорья Алтая в мезозое и кайнозое. Бийск: Изд-во Бийского ПГУ, 2009. 142 с.
6. Палеомагнитология / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова и др.; Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра. 1982. 312 с.
7. Молоствовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов: Изд-во СГУ. 1997. 179 с.
8. Gradstein F.M., Ogg J.G. and Van Kranendonk M. On the Geological Time Scale 2008 // Newsletters on Stratigraphy. 2008. Vol. 43. No 1. P. 5–13.
9. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб. 2000. 112 с.

Характеристики направления геомагнитного поля вблизи и во время инверсии Гаусс-Матуяма (Западная Туркмения). Новые данные

Г. З. Гурарий

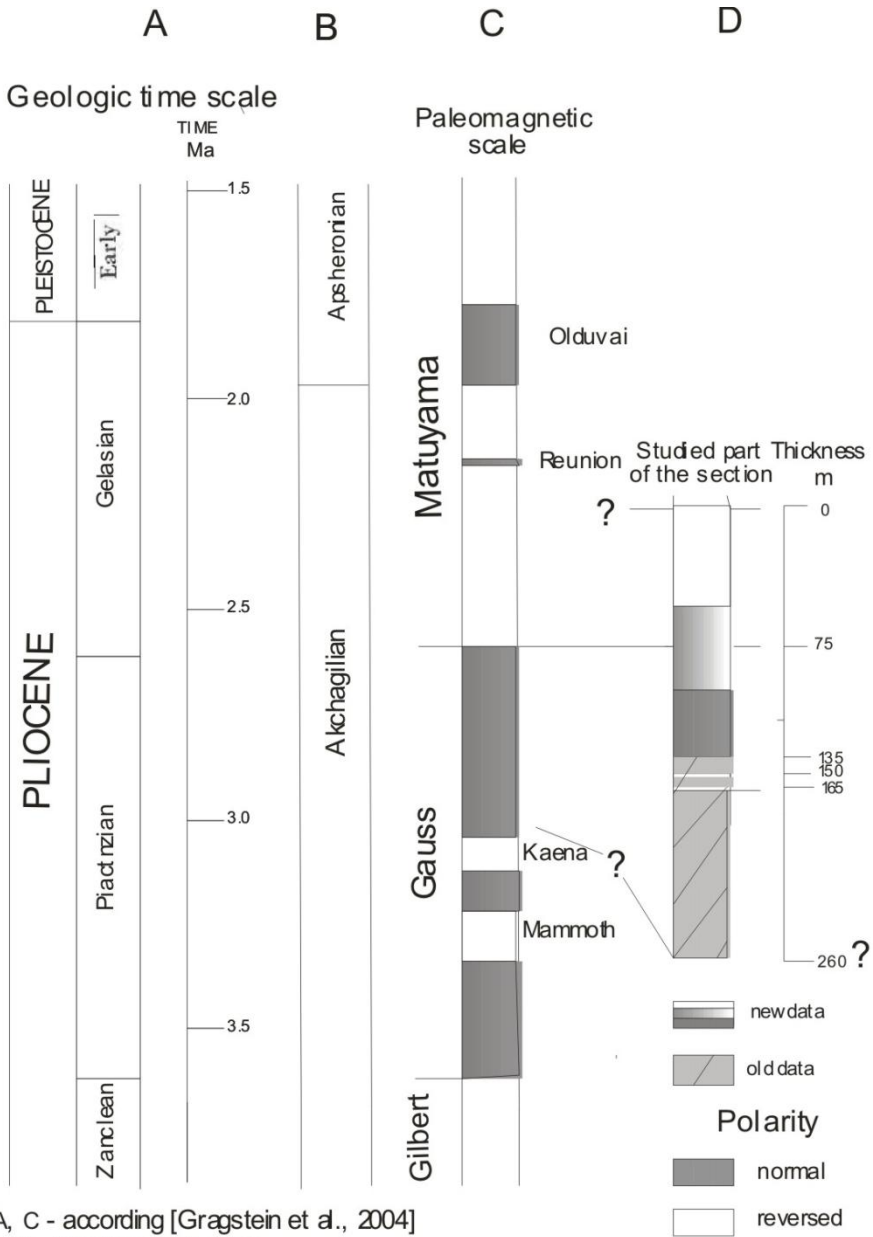
Геологический институт РАН, Москва

До сих пор основные, к сожалению отрывочные, сведения о характеристиках поля во время инверсии Гаусс-Матуяма, были получены при изучении лавовых толщ [Sigurgeirsson, 1957; Wilson et al., 1972; Kristjansson et al., 1980; Kristjansson and Sigurgeirsson, 1993; Tanaka et al., 1995; Goguitchaichvili et al., 1999]. Крайне мало имеется данных об этих характеристиках, полученных при исследовании относительно непрерывно накапливавшихся осадочных пород, изученных на континентах и позволяющих получить более полное представление об их динамике [Burakov et al., 1976; Liddicoat, 1982; Glen et al., 1999]. Практически единственной работой, в которой детально описаны

эти характеристики, полученные при глубоководном бурении осадочных пород, является статья [Ohno et al., 2008].

В конце 60-х – первой половине 70-х годов нами был изучен ряд миоцен-плиоценовых разрезов осадочных пород Западной Туркмении. Результаты этих исследований были опубликованы в ряде статей и двух монографиях [Трубихин, 1977; Гурарий, 1988; Burakov et al., 1976]. Несомненно, многие конкретные данные, в основном использованные для магнито-стратиграфических построений, получены на методическом уровне палеомагнитных исследований конца 60-х – первой половины 70-х годов, и в настоящее время, без соответствующего подтверждения, не могут считаться кондиционными. В то же время они весьма интересны. Особый интерес представляют результаты, полученные при изучении разреза акчагыльских отложений (аналог верхов Piacenza и низов Gelasian) Пирнуарской долины на северо-западном склоне Копет-Дага вблизи г. Кизыл-Арват (в настоящее время — г. Сердар). В данном разрезе была изучена переходная зона инверсии Гаусс-Матуяма и были выделены два горизонта аномального поведения естественной остаточной намагниченности (ЕОН) [Трубихин, 1977; Гурарий, 1988]. Отсутствие каких-либо уверенных данных по продолжительности изученной части акчагыльских пород, крайне критическое в то время отношение к существованию экскурсов поля даже в хроне Брюнес, несомненно, привели к невозможности правильной временной интерпретации результатов.

В связи с этим, нами было проведено повторное изучение верхней части разреза акчагыла Пирнуарской долины, который включает переходную зону инверсии, а появление новых, даже крайне немногочисленных данных, свидетельствующих о наличии экскурсов в поздней половине хрона Гаусс [Ohno et al., 2012], позволило перейти к анализу полученных при этом данных. В центральной части этого изученного разреза (Профиль редкого отбора) были отобраны образцы для изучения характеристик геомагнитного поля во время инверсии Гаусс-Матуяма и в непосредственной близости к инверсии (условно «Переходная зона») (рис. 1). При этом, вынужденным естественным ограничением части разреза, в которой были отобраны образцы Переходной зоны, являлись мощный (около 4 м) пласт рыхлого песка в верхней и зеленых глин в нижней частях профиля. Образцы отбирались в виде штуфов мощностью до 25 см сплошным отбором. Во всех случаях верхняя грань отбираемых образцов совпадала или была близка к плоскости напластования пород. Штуфы распиливались на 2-х сантиметровые пластины, параллельные площадке маркировки, т.е. соответствовали единым временным уровням. Из каждой пластины выпиливалось несколько кубических образцов с размером по ребру 20 мм. Всего в переходной зоне были получены образцы, представляющие 1060 временных уровней, мощностью (учитывая потери при распиловке) около 2.2 см. При «сплошном» отборе образцы не отбирались только из рыхлых песков и зеленых пород (их суммарная мощность 5.4 м, эквивалент 240 временных уровней). Общая мощность таким образом отобранной части разреза — около 30 м.



A, C - according [Gragstein et al., 2004]
 B - Caspian strat. scale
 D - our data

Рис. 1. Привязка изученной части разреза к стратиграфическим и магнитохронологической шкалам.

Интерпретируемая часть ЕОН выделялась при компонентном анализе результатов терморазмагничивания 3-4 образцов из каждой пластины (временного уровня) Переходной зоны. Максимальная температура нагрева — в зависимости от величины ЕОН и поведения ее при нагревах, 690°C. Компонентный анализ проводился по общепринятой методике (Zijderveld, 1967; Kirschvink, 1980) по программе PMGSC Р. Энкина. Для определения координат виртуальных геомагнитных полюсов (ВГП) и построения связанной с ними графики использовалась программа GMAP Т. Торсвика.

Магнитоминералогические исследования включали терморазмагничивание индуктивной $IM(T)$ и остаточной $IRM(T)$ намагниченностей, которое проводилось на термомагнитометрах конструкции Ю.К. Виноградова. Всего было изучено 32 образца Профиля редкого отбора, представляющих все основные разности крайне неоднородного по составу пород разреза. При общем анализе также использовались данные, полученные нами ранее: изменение кривых нормального намагничивания в поле до 2 Тл, величина поля H_{cr} , разрушающего IRM_{2T} , результаты химических анализов о составе аллотигенного и хемогенного железа и анализа рудного минерала в прозрачно-полированных шлифах [Трубихин, 1977; Гурарий и др., 1977]. Новые данные о характеристиках лабораторной и естественной остаточной намагниченностей подтвердили предложенную ранее [Трубихин, 1977; Гурарий и др., 1977] модель образования ЕОН в различных породах разреза и позволили сделать вывод о возможной ориентационной природе намагниченности практически во всех породах, исключая зеленоцветные и карбонитизированные разности.

В связи с этим, при отборе палеомагнитных штуфов в Переходной зоне они отбирались почти исключительно из пород коричневатых оттенков, намагниченность которых с наибольшей вероятностью синхронна времени осадконакопления.

В связи большим разнообразием пород, слегающих изученную часть разреза и соответственно их магнитных характеристик (рис. 2), основное внимание при обработке полученных данных уделялось определению направления векторов ЕОН, отражающих направление геомагнитного поля в месте исследований на границе хронов Гаусс и Матуяма. Определение, даже качественное, изменения напряженности поля возможно только с добавлением выражения «скорее всего». Этим же обусловлено, что температурный интервал выделения интерпретируемого компонента изменялся от слоя к слою в зависимости от минералов-носителей ЕОН. В расчет принимались только компоненты, выделяющиеся не менее чем на трех температурных интервалах. В ряде случаев вполне вероятно, что для выделения древнего направления ЕОН достаточно нагрева образцов до 200 °С, что подтверждалось уверенно выделяемыми направлениями, полученными при изучении образцов из соседних слоев. Особенно это характерно для пород с малой интенсивностью намагниченности, связанной с незначительным содержанием магнитных минералов, с возможным значительным понижением внешнего магнитного поля, либо и с тем и другим в совокупности. Однако, для большей уверенности в полученных данных такие результаты из дальнейшего анализа исключались. Также

исключались из дальнейшего анализа данные с «внутрислойной» кучностью меньше 5. Результаты, полученные по 962 временным уровням, приведены на рис. 2. Слои, средние данные по которым отличались незначительно и не разделялись слоями (слоем) с отличающимся направлением интерпретируемого компонента ЕОН, объединялись в искусственные «сайты». В выделенных таким образом «сайтах» содержится от двух до нескольких десятков слов. Количество выделенных «сайтов» — 87.

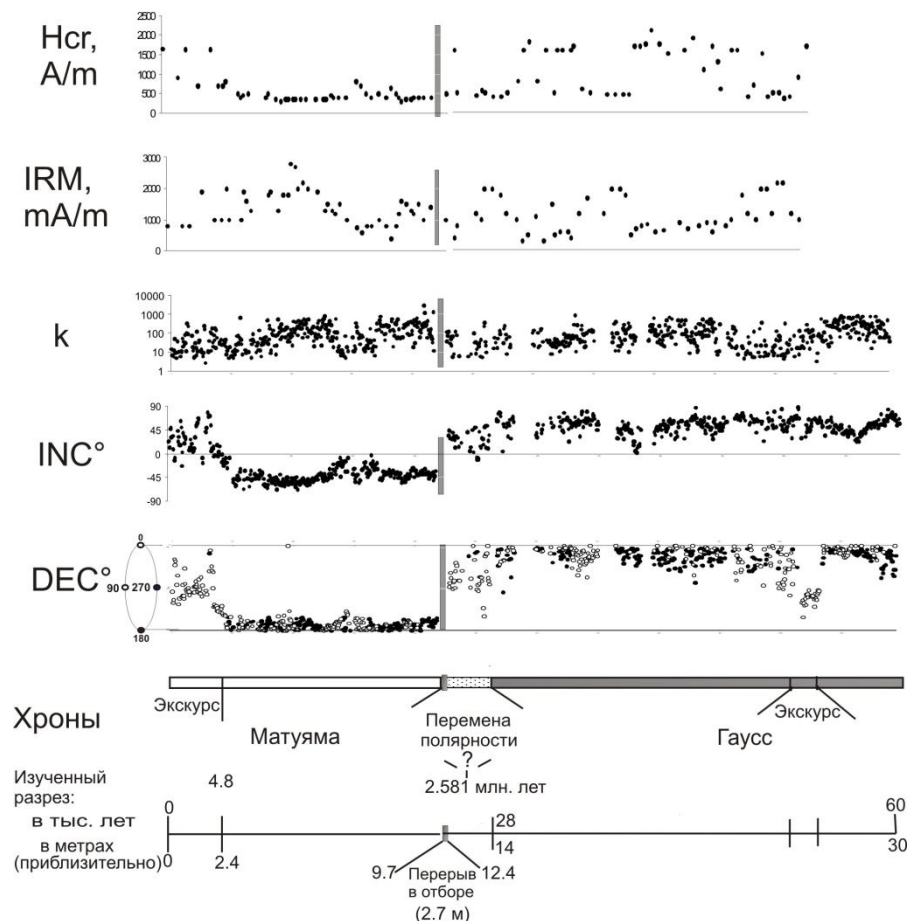


Рис. 2. Ряды склонения и наклонения вектора ЕОН и некоторых магнитных характеристик пород профиля детального отбора. k – кучность (Fisher, 1953).

Если наше предположение об ориентационной природе ЕОН изученных пород соответствует действительности, то в намагниченности пород Переходной зоны отражены характеристики геомагнитного поля конца хрона Гаусс, начала хрона Матуяма, начальная часть инверсии (перемены полярно-

сти) на их границе и двух экскурсов, до и после инверсии Гаусс-Матуяма (рис. 2). К сожалению, часть разреза, в которой могла содержаться информация о поле конечной части инверсии, сложена практически немагнитными зелеными породами.

Результаты, полученные нами ранее [Трубихин, 1977; Гуарий, 1988], однозначно свидетельствуют о том, что все 190 м нижней части пород ачкагельского возраста в разрезе Пирнуар намагнитченные прямо и накопились во время хрона Гаусс заведомо после субхрона Каена — рис. 1. При этом были выявлены два горизонта аномального направления ЕОН, из которых поздний, наиболее четко выраженный и продолжительный, детально изучался нами дважды в 1972 и 1977 годах [Гуарий, 1988]. Этот горизонт ни по своей палеомагнитной характеристике, ни по любой достоверной продолжительности накопления полуметровой пачки пород, в которой он проявляется в пределах однородной толщи, в настоящее время не может быть сопоставлен с субхроном Каена. Если допустить, что накопление существующих в настоящее время ачкагельских пород в разрезе Пирнуар началось даже сразу после завершения субхрона Каена, то время накопления прямо намагнитченных пород (~ 190 м) продолжалось, согласно Геологической шкале времени [Cande & Kent, 1995; Gradstein et al., 2004], не более 450 тыс. лет. Отсюда следует, что средняя скорость осадконакопления не могла быть меньше 0.42 м/тыс. лет. В статье [Ohno et al., 2012] выделены 4 экскурса (L5–L8) в хроне Гаусс, среднее время проявления которых 2.75, 2.71, 2.65 и 2.62 млн. лет. Вполне возможно, что установленные в наших прежних работах два экскурса являются аналогами экскурсов, выявленных в отмеченной работе. В статье [Yamamoto et al., 2007] в результате исследования изверженных пород отмечено наличие экскурса, возраст которого авторы оценивают как 2.77 ± 0.02 млн. лет. Если считать, что экскурс L8 [Ohno et al., 2012] с возрастом 2.75 млн. лет и экскурс, возраст которого 2.77 млн. лет [Yamamoto et al., 2007] — это проявление одного и того же экскурса, и сопоставить его с нашим наиболее четко проявленным экскурсом, то средняя скорость осадконакопления вновь оказывается равной 0.42 м/тыс. лет. В то же время, сопоставление нашего экскурса даже с экскурсом L7 с возрастом 2.71 млн. лет [Ohno et al., 2012] приводит к ее увеличению до 0.58 м/тыс. лет. Принимая в качестве наиболее возможной **среднюю** скорость седиментации 0.5 м/тыс. лет, уточненная продолжительность изученной части перемены полярности равна 3.5 тыс. лет (при максимально возможной ее полной продолжительности 9 тыс. лет), продолжительность экскурсов в эпохе Гаусс и Матуяма — 3.5 и более 5 тыс. лет соответственно. Положение ВГП по средним данным по «сайтам» в «стационарном» поле, во время экскурса в хроне Гаусс и инверсии Гаусс-Матуяма приведено на рис. 3.

Таким образом, дополнительное исследование подтвердило установленное ранее основное место положения ВГП во время инверсии, выделить в непосредственной близости к ней двух экскурсов и значительно уточнить временные характеристики этих явлений.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12-05-00173-а.

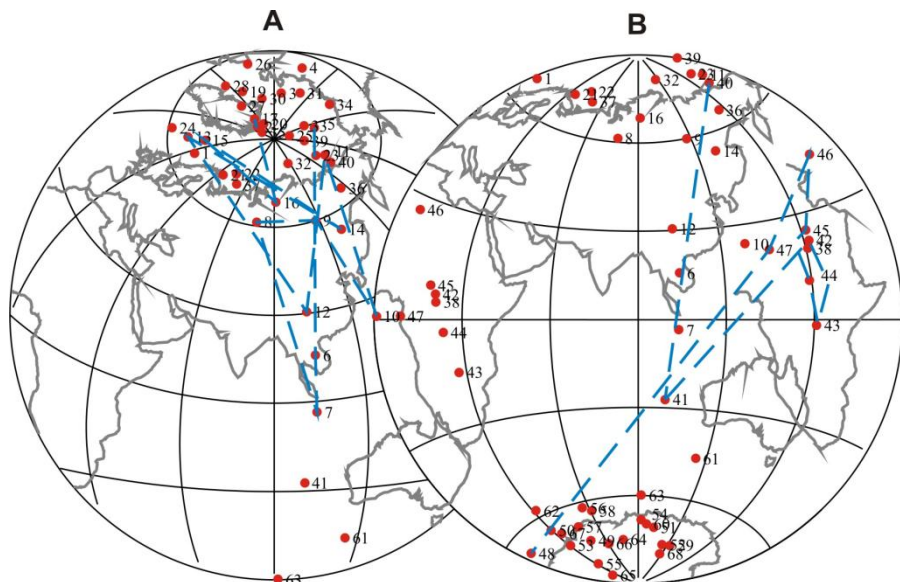


Рис. 3. Положение ВГП по средним данным по «сайтам» в «стационарном» поле, во время экскурса в хроне Гаусс и инверсии Гаусс-Матуйама. На А пунктиром соединены последовательные положения ВГП во время экскурса, на В – во время инверсии. Увеличение номеров у точек – в соответствии с ходом времени.

1. *Гурарий Г.З.* Геомагнитное поле во время инверсий в позднем кайнозое. М. Наука. 1988. 207 с. (Тр. ГИН СССР; Вып. 415).
2. *Гурарий Г.З., Дьяконова В.Ф., Рябушкин П.К., Трубихин В.М.* Происхождение естественной остаточной намагниченности и палеомагнетизм верхнеплиоценовых отложений Западной Туркмении. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. N 6. С. 84–94.
3. *Трубихин В.М.* Палеомагнетизм и стратиграфия акчагальских отложений Западной Туркмении. М. Наука. 1977. 80 с. (Тр. ГИН СССР; Вып. 301).
4. *Burakov, K. S., G. Z. Gurary, A. N. Khramov, G. N. Petrova, G. V. Rassanova, and V. P. Rodinov.* Some peculiarities of the virtual pole positions during reversals, *J. Geomag. Geoelectr.*, 28, 295–307, 1976.
5. *Liddicoat, J. C.* Gauss-Matuyama polarity transition, *Philos. Trans. R.Soc. Lond. A*, 306, 121–128, 1982.
6. *Cande S. C., D. V. Kent.* 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100, N B4, 6093–6095.
7. *Glen, J. M. G., R. S. Coe, and J. C. Liddicoat.* 1999. A detailed record of paleomagnetic field change from Searles Lake,
8. *California: 2.* The Gauss/Matuyama polarity reversal, *J. Geophys. Res.*, 104, 12,883–12,894, doi:10.1029/1999JB900048
9. *Gradstein F, Ogg J.G. and Smith A.* 2004. *A Geologic Time Scale*, 589 pp. Cambridge, New York: Cambridge University Press.
10. *Ohno, M., F. Murakami, F. Komatsu, Y. Guyodo, G. Acton, T. Kanamatsu, H. F. Evans, and F. Nanayama.* 2008. Paleomagnetic directions of the Gauss-Matuyama polarity transition recorded in drift sediments (IODP Site U1314) in the North Atlantic, *Earth Planets Space*, 60, e13–e16.

11. *Ohno, M., T. Hayashi, F. Komatsu, F. Murakami, M. Zhao, Y. Guyodo, G. Acton, H. F. Evans, and T. Kanamatsu.* 2012. A detailed paleomagnetic record between 2.1 and 2.75 Ma at IODP Site U1314 in the North Atlantic: Geomagnetic excursions and the Gauss-Matuyama transition, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, Q12Z39, doi:10.1029/2012GC004080.
12. *Yamamoto, Y., O. Ishizuka, M. Sudo, and K. Uto.* 2007. 40Ar/39Ar ages and palaeomagnetism of transitionally magnetized volcanic rocks in the Society Islands, French Polynesia: Raiatea excursion in the upper-Gauss Chron, *Geophys. J. Int.*, 169, 41–59, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03277.x.

Корреляционные свойства прогноза вековой вариации главного геомагнитного поля Земли

И. М. Демина, С. С. Бричева

СПбФ ИЗМИРАН, Санкт-Петербург

Введение

Изменчивость пространственной структуры главного магнитного поля Земли (ГМПЗ) определяет потребность геологоразведки, навигации и ряда других геолого-геофизических задач в качественном прогнозе вековой вариации (SV) ГМПЗ. В настоящее время в качестве математического описания пространственной структуры ГМПЗ широко используется в самых разных областях геофизических исследований 11-ая генерация IGRF11. Эта модель представляет собой наборы коэффициентов Гаусса разложения компонент геомагнитного поля по сферическим функциям до 13 порядка с дискретностью в 5 лет. Каждая следующая генерация коэффициентов разрабатывается большой группой ученых с учетом всех данных магнитных обсерваторий, пунктов векового хода и спутниковых данных. Однако для расчетов между эпохами коэффициенты интерполируются линейно, что, в силу сложности изменения пространственной структуры SV во времени, может приводить к ошибкам.

Одновременно с принятием новой генерации коэффициентов на текущую эпоху разрабатывается прогноз векового хода на предстоящие 5 лет. Применяемые методы прогноза постоянно совершенствуются, однако авторы допускают возможность ошибки оценки SV до 20 нТл/год, предполагая ее возможный рост по мере удаления от эпохи последней генерации. Наблюдающееся систематическое уменьшение величины геомагнитного поля и, как результат, снижение защиты от космических лучей вызывает интерес к его долгосрочному прогнозу. В силу практической важности, особенно в части изменения склонения, решение задачи повышения точности прогноза SV было предметом большого числа исследований.

Несмотря на значительные успехи, вопрос о том, как далеко в будущее возможен прогноз SV, пока остается открытым. Поскольку ГМПЗ генерируется в жидком ядре Земли, то и его изменения во времени должны определяться процессами, там протекающими. Однако собственно механизм, определяющий SV, остается неопределенным. В силу сложности задачи магнит-

ной гидродинамики, формализующей геодинамо, к настоящему времени получены только ее численные решения [1, 2] при разных допущениях, позволяющих упростить задачу. Но эти модели не могут быть использованы для прогноза SV, поскольку только качественно описывают поле на поверхности Земли. Целью данной работы является получение оценок точности прогноза SV для территории России и прилегающих акваторий в сравнении с мировыми данными и регионами с различной пространственной структурой вековой вариации.

Выбор областей для исследования

В работе получены статистические и корреляционные характеристики прогноза вековой вариации (SV) главного магнитного поля Земли (ГМПЗ) для территории России и прилегающих акваторий и проведено их сравнение с другими регионами земного шара. Для этого было выбрано ещё пять областей. Выбор областей для сравнения обусловлен особенностями пространственной структуры SV. Область 2 характеризуется отсутствием крупного стабильного фокуса, но включает северный магнитный полюс. Область 3 схожа по пространственной структуре SV и по положению относительно магнитного полюса с областью 1. Область 4 охватывает так называемую Бразильскую аномалию SV. Область 5 содержит небольшого размера фокусы переменной пространственной формы, а область 6 — южный магнитный полюс.

На рис. 1 рассматриваемые в работе области показаны штриховкой и помечены цифрами.

Для расчетов пространственной структуры компонент поля использовалось разложение в ряд по сферическим функциям с коэффициентами International Geomagnetic Reference Field (IGRF) последней генерации — IGRF11. По этим коэффициентам были вычислены все компоненты ГМПЗ для области 1 (включающей Россию) в интервале 1900–2010 гг. и SV для последовательных разностей эпох, SV склонения (D) вычислялась в минутах. Каждая IGRF генерация содержала коэффициенты прогноза SV, которые использовались для практических расчетов до следующей эпохи. По этим коэффициентам нами была восстановлена пространственная структура компонент прогноза SV для области 1 (прогноз SV). Используя коэффициенты IGRF11, можно вычислить откорректированный вековой ход, который отражает уже реальные изменения ГМПЗ между соответствующими эпохами (реальная SV). Разность между прогнозирувавшейся и реальной SV характеризует ошибку прогноза для соответствующей эпохи (ошибка прогноза), и позволяет оценить свойства пространственного распределения этой ошибки.

Корреляционные характеристики пространственного распределения компонент вековой вариации

Нами были вычислены коэффициенты корреляции пространственного распределения прогноза SV и реальной SV по всем компонентам для последовательных эпох в диапазоне 1980–2010 гг. Полученные значения для dZ/dt , dH/dt и dD/dt приведены в Таблице.

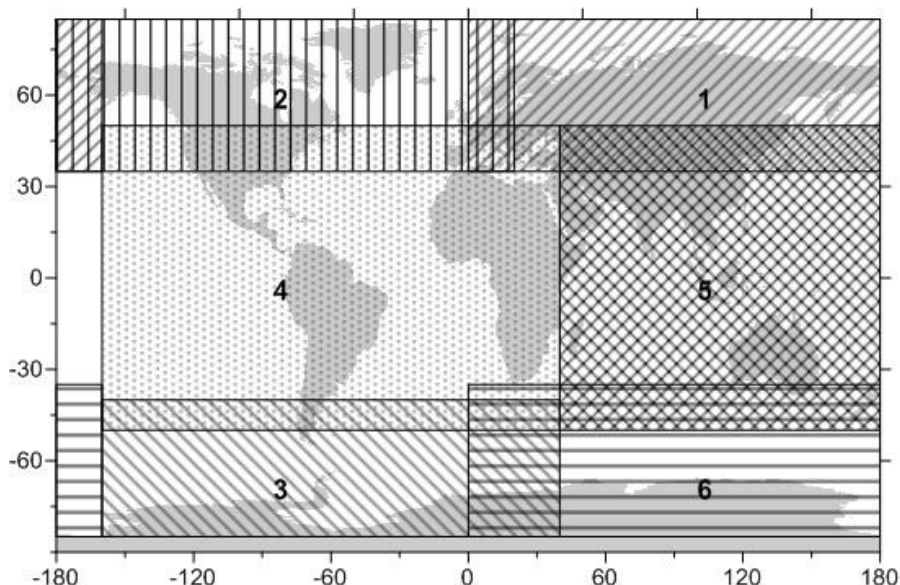


Рис. 1. Границы областей. Каждой области соответствует свой номер и своя штриховка. Там, где области пересекаются, штриховки накладываются.

Таблица. Коэффициенты корреляции между SV и прогнозом SV для компоненты Z.

		dZ/dt								
		Прогноз SV								
SV IGRF	эпохи	1975	1980	1985	1990	1995	2000	2005	2010	SV IGRF
	1980	0.54	0.56	0.96						
	1985		0.91	0.97	0.98					
	1990			0.95	0.94	0.95				
	1995				0.57	0.51	0.78			
	2000					0.43	0.17	0.92		
	2005						0.78	0.63	0.96	
			SV IGRF							

На основании коэффициентов IGRF были построены карты пространственной структуры реальной вековой вариации (SV-IGRF), прогноза SV и ошибки этого прогноза (Err-прогноза) для трёх компонент ГМПЗ. На рис. 2 представлены все 3 карты для компоненты Z (dZ/dt), а также карты ошибки прогноза SV компонент H и T на всем Земном шаре. Распределение и форма аномалий прогноза dZ/dt повторяет аналогичную структуру реальной SV предыдущей эпохи. Для силовых компонент (dZ/dt , dH/dt) наибольшее значение имеет коэффициент корреляции пространственной структуры прогноза SV и реальной SV предшествующей эпохи. В области 4 (район Бразильской аномалии) наличие крупной аномалии обеспечивает высокую корреляцию SV последовательных эпох, но и в этом случае корреляция прогноза и SV пред-

шествующей эпохи доминирует. Исключение из этого правила составила область 3, здесь корреляция реальной SV и прогноза даже выше, чем корреляция с предшествующей эпохой.

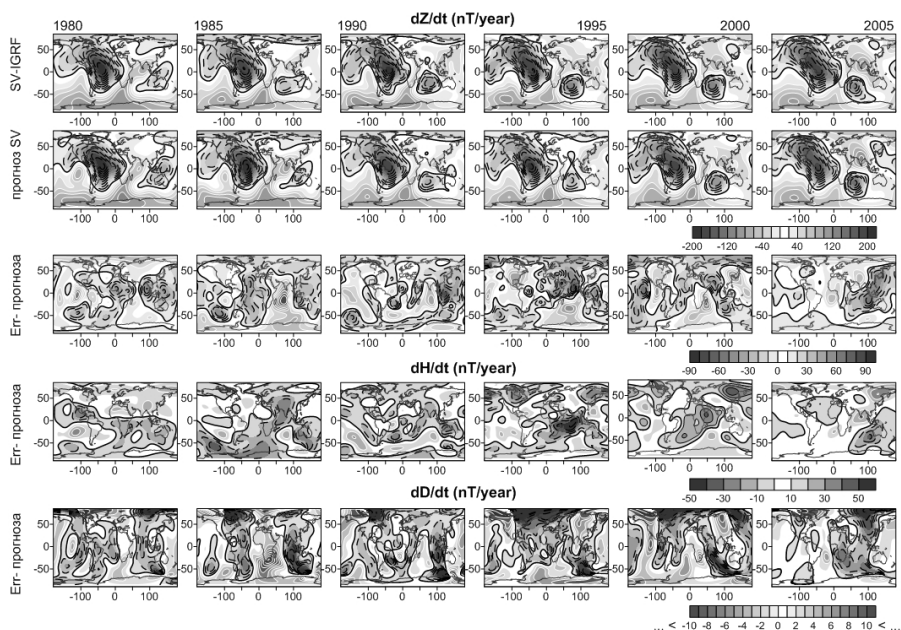


Рис. 2. Пространственная структура SV, Z, D, H — компоненты ГМПЗ, 1980–2005 — год. Изолинии реальной SV (SV-IGRF) и прогноза SV проведены через 10 нТл, изолинии ошибки прогноза (ERR-прогноза) dZ/dt и dH/dt проведены через 5 нТл, dD/dt — через 1 мин; положительные показаны сплошными линиями белого цвета, отрицательные — черным пунктиром.

Несколько иная картина для компоненты D, что связано в первую очередь с магнитными полюсами. Как видно из рис. 2, максимальная ошибка прогноза dD/dt сосредоточена в области, прилегающей к северному магнитному полюсу, но при этом ошибка широкой полосой распространяется практически на всю рассматриваемую территорию, что определяет значительные, до 40' в год, экстремальные значения ошибки на севере России и на прилегающей акватории. При этом в окрестности южного магнитного полюса ошибка образует компактную область, а величина и знак ошибки изменяются от эпохи к эпохе.

Статистические характеристики пространственного распределения компонент

Чтобы оценить, как присутствие в пространственной структуре SV стабильного фокуса влияет на статистические и корреляционные характеристики её прогноза, нами были выполнены расчеты средних значений, среднеквадратических отклонений и максимальных и минимальных значений. Статистические характеристики ошибки прогноза dZ/dt , полученные для каждой

из областей, представлены на рис. 3. Хорошо видно, что по всем параметрам, кроме среднего, выделяется ошибка прогноза вековой вариации Z компоненты, полученная для области 5. Среднее значение наихудшим образом прогнозировалось для областей 1 и 3 в разные эпохи. Для области 4 (Бразильская аномалия) ошибка прогноза среднего значения изменяется в окрестности нуля, так же как для полюсов и области 5.

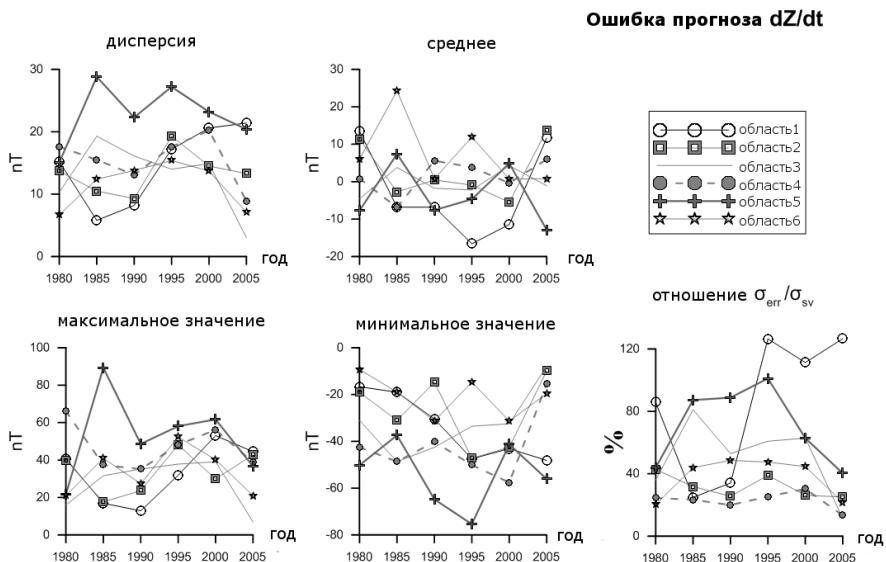


Рис. 3. Средние характеристики пространственной структуры ошибки прогноза для Z компоненты по областям.

С точки зрения среднеквадратичного отклонения ошибки (σ_{err}) наличие крупной аномалии не обеспечивает никакого преимущества в точности прогноза. Как видно из рис. 3, значения дисперсии ошибки, полученные для области 4, сравнимы с аналогичными величинами, полученными для областей 2, 3 и 6. Максимальные σ_{err} получены для области 5. Отметим, что σ_{err} области 1 только для эпох 1985—1995 гг. имеет минимальные значения, а, начиная с 2000 г., приближается к максимальным. Поскольку σ_{sv} в области 4 определяет мощная Бразильская аномалия, то относительная величина σ_{err}/σ_{sv} для этой области минимальна, но остается сравнимой с аналогичным значением для областей полюсов 2 и 6. Особенно велико (за исключением эпох 1985 и 1990 гг.) значение относительной ошибки для области 1, включающей территорию России, здесь эта ошибка достигает 126%. Что касается экстремальных значений, то и по этим параметрам область Бразильской аномалии также не отличается низкими значениями.

Схожий результат получен для прогноза векового хода H компоненты. Наличие крупной аномалии SV не обеспечивает никакого преимущества в точности прогноза D компоненты.

Заключение

Несмотря на совершенствование методов прогноза вековой вариации главного геомагнитного поля, пространственная структура ее компонент наилучшим образом коррелирует с SV предшествующей эпохи.

С наибольшей ошибкой прогнозируется изменение аномалий SV в двух областях: области, включающей территорию России и прилегающие акватории, и приэкваториальной области в восточном полушарии. Для этих регионов характерно присутствие в пространственной структуре SV короткоживущих фокусов переменной формы и небольшого размера. Присутствие в пространственной структуре SV крупной аномалии снижает лишь уровень ошибки прогноза изменения среднего значения и отношение σ_{err}/σ_{sv} .

Для области, включающей территорию России, дисперсия ошибки прогноза SV (σ_{err}) сравнима, а в отдельные эпохи превышает дисперсию самой SV (σ_{sv}). Экстремальные значения ошибки прогноза D компоненты в отдельные эпохи превышают $\pm 40'$ в год. Пространственная структурированность ошибки прогноза говорит в пользу того, что наблюдаемая SV представляет собой интегральный результат независимого изменения параметров отдельных течений разного масштаба в жидком ядре Земли.

Повышения точности прогноза на современном этапе можно достичь только за счет корректировки коэффициентов прогноза между эпохами генерации IGRF на основе данных магнитных обсерваторий и сети пунктов векового хода с интервалом не более 2-х лет.

1. Hulot G., Lhuillier F., Aubert J. Earth's dynamo limit of predictability // *Geophysical Research Letters*. V. 37. L06305. 2010.
2. Kuang W., Tangborn A., Wei Z., Sabaka T. Constraining a numerical geodynamo model with 100 years of surface observations // *Geophys. J. Int.* V. 179. P.1458–1468. 2009

Влияние неоднородностей строения нижней мантии на формирование отдельных фокусов векового хода

И. М. Демина, С. С. Бричева, Ю. Г. Фарафонова

СПбФ ИЗМИРАН, Санкт-Петербург

Введение

Локальные фокусы пространственной структуры компонент векового хода (SV) главного геомагнитного поля (ГМПЗ) в первую очередь определяются изменениями в структуре течений, приуроченных к границе ядро-мантия. Ранее на основе разработанной нами макромоделей источников ГМПЗ мы провели исследование по степени влияния источников разного масштаба на вековой ход (SV). Полученные в [1] результаты, а так же анализ пространственной структуры ошибки прогноза SV [2], показали, что аномалии векового хода носят интегральный характер и определяются изменением параметров нескольких источников, включая источники, магнитный момент которых на три порядка меньше, чем магнитный момент главного диполя. Выделить в

пространственной структуре SV влияние изменения параметров именно такого масштаба источников в ряде случаев возможно. Однако открытым остается вопрос о факторах, вызывающих такие изменения. Ранее нами в качестве возможных определяющих факторов нами были рассмотрены неоднородность строения нижней мантии и топография границы ядро-мантия [3, 4].

Постановка задачи и использованные данные

В данной работе мы рассматриваем область, включающую общеизвестные фокусы векового SV: Каспийский и Европейский. В работе [5] было показано как изменение параметров двух источников третьего порядка малости, приуроченных к границе ядро-мантия, прослеживается в записях всех близлежащих магнитных обсерваторий. Поскольку размеры аномалий SV, создаваемые источниками 3-его порядка малости, значительно меньше, чем аномалии, создаваемые источниками большего масштаба, то чтобы оценить их влияние, необходимо выделить их вклад в SV. Для этого мы вычислили компоненты SV, определяемые крупномасштабными источниками, и вычли их вклад из компонент SV, вычисленных по IGRF коэффициентам. Полученные остатки уже можно сравнивать с изменениями компонент SV, создаваемыми только выбранными источниками. И тем самым можно оценить степень влияния каждого из них в разные эпохи на структуру SV и сравнить с изменением соответствующих параметров источников. Затем, используя 3D модели строения нижней мантии, можно оценить степень ее влияния неоднородностей самых нижних слоев мантии на изменение этих параметров, как это было сделано нами для Карибского региона [3, 4].

Полученные результаты

Для исследования нами были выбраны два источника с магнитным моментом 3-его порядка малости по сравнению с главным диполем. Для определенности мы дали им условные номера 17 и 18 для восточного и к западного, соответственно. Аномалии создаваемого ими магнитного поля приходятся на область, включающую известные фокусы SV. Для выбранной области, ограниченной координатами от -20° до 100° по долготе и от -20° до 80° по широте, нами были вычислены компоненты SV за период 1900–2010г. по коэффициентам IGRF. Затем был вычислен суммарный вклад в SV всех источников, для которых размер создаваемых ими аномалии SV значительно превышает рассматриваемую нами область: главный диполь и 8 крупномасштабных (магнитный момент только на порядок меньше главного диполя) источников, определяющих мировые аномалии ГМПЗ. Разность между соответствующими компонентами SV отражает суммарный вклад мелкомасштабных источников, включая те два, для которые проводится наше сравнительное исследование. Пространственная структура Z-компоненты SV в этих трех вариантах для ряда эпох представлена на рис. 1. На пространственную структуру разностей SV наложен вклад, определяемый изменением параметров двух выбранных источников. Изменение величины магнитного момента для каждого из источника и его траектория представлены на рис. 2. На траекторию наложены кольца, моделирующие геометрию источника, часть точек пропущена, чтобы избежать запутанности рисунка. Ориентация в простран-

стве колец отражает направления вектора магнитного момента (вектор перпендикулярен плоскости кольца). Для сравнения со строением нижней мантии была выбрана две модели S20 [6] и SAW24 [7]. На рис. 2 представлено строение нижней мантии в виде 3-D поверхности, разделяющей зоны повышенных и пониженных скоростей (темные и светлые, соответственно). Трактория источников встроена в представляемый объем.

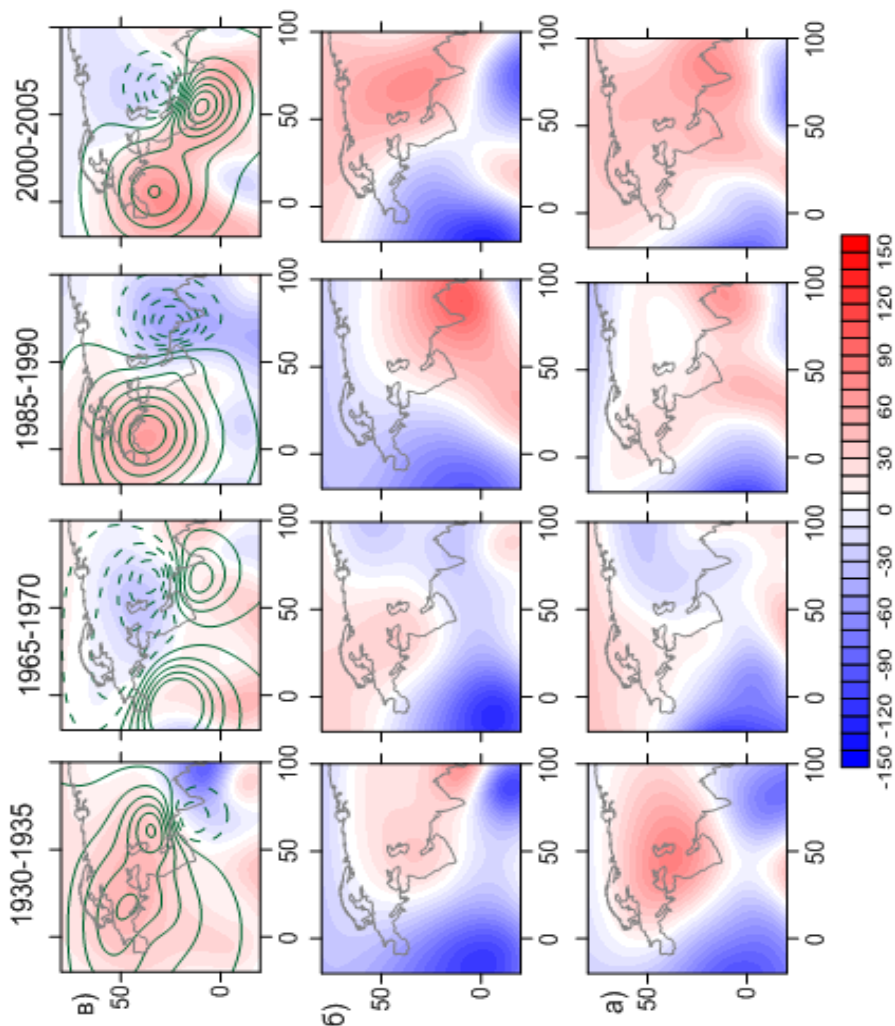


Рис. 1. Влияние мелкомасштабных источников на структуру SV. а) SV, вычисленное по IGRF; б) SV, определяемая крупномасштабными источниками; в) разность между а и б, жирная черная сплошная линия соответствует нулевому значению. Изолиниями на в) показан вклад 17 и 18 источников, изолинии проведены через 5 нТл: отрицательные — пунктиром, положительные — сплошной линией.

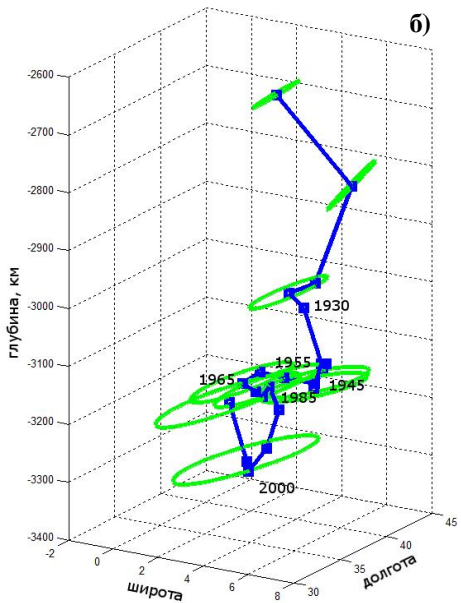
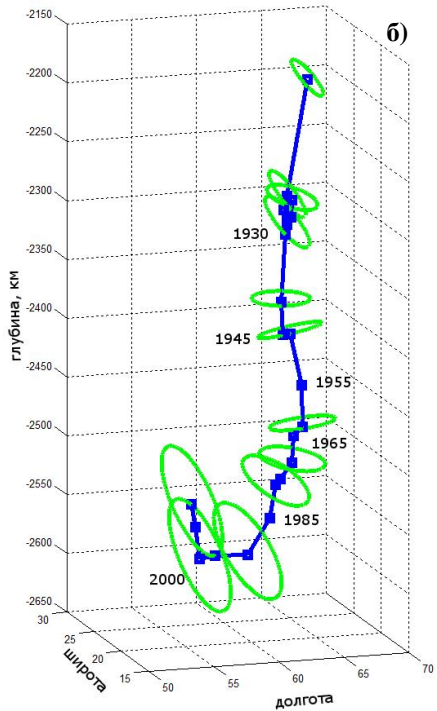
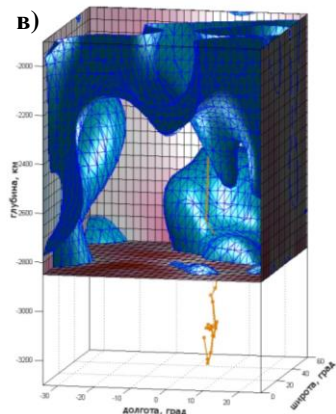
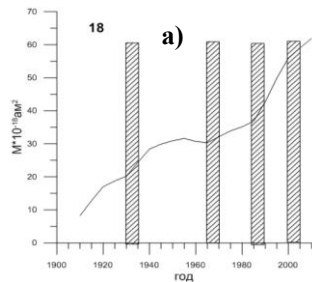
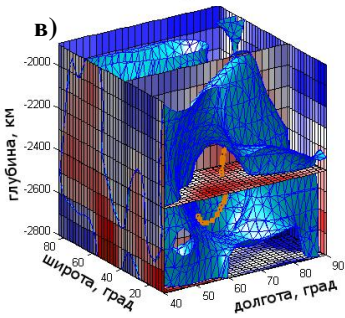
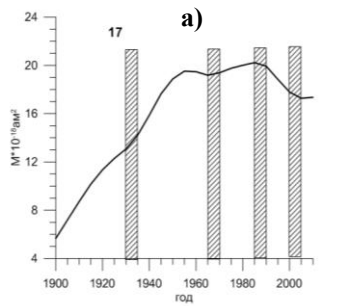


Рис. 2. Изменение параметров 17 и 18 источников в сравнении со строением нижней мантии: а) изменение магнитного момента, штриховкой выделены временные интер-

валы, представленные на рис.1; б) 3-D траектория источника; в) 3-D представление скоростной неоднородности строения нижней мантии по модели SAW24 и траектория источника.

Обсуждение результатов

Как видно из сравнения рис. 1 и рис. 2 вклад в SV двух выбранных источников связан как с изменением величины магнитного момента, так и с формой траектории. Траектория 17-го источника целиком проходит в нижней мантии и, как видно из 3-D представления, хорошо согласуется с формой нулевой поверхности, разделяющей зоны повышенных и пониженных скоростей, т.е. совпадает с зоной нисходящего потока нижнемантийного плюма.

Траектория 18-го источника только в самом начале проходит вблизи условной границы ядро-мантия. В то же время самая сложная ее часть лежит ниже этой границы, как это наблюдалось и для Карибского региона. Однако хорошо видно, что эта траектория как бы соединяет области повышенных скоростей, как если бы они продолжались ниже и соединялись на некоторой глубине. Регион, пересекаемый 18-м источником относится к так называемым кладбищам литосферных плит, и можно предположить, что в таких областях топография границы ядро-мантия характеризуется наличием значительных глубинных неоднородностей, что может существенно влиять на структуру течений в жидком ядре Земли.

Заключение

В представленной работе мы рассмотрели траектории двух источников в сравнении с разными моделями строения нижней мантии, построенными по данным сейсмической томографии. В результате получено, что скоростные неоднородности, которые могут быть интерпретированы как неоднородности плотности, в нижней мантии оказывают решающее влияние на изменение параметров мелкомасштабных источников ГМПЗ, локализованных вблизи границы ядро-мантия. Этот результат согласуется с аналогичным, полученным нами ранее для Карибского региона.

1. Демина И. М., Королева Т. Ю., Фарафонова Ю. Г. Аномалии векового хода главного геомагнитного поля в рамках иерархической дипольной модели. Геомагнетизм и Аэрономия. 2008, т.48, №6. с.849–858.
2. Демина И., Бричева С. Корреляционные свойства прогноза векового хода. В сборнике «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Материалы международной школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. Санкт-Петербург, Петродворец, 6–10 октября». 2014. стр. 35–40.
3. Демина И. М., Солдатов В. А. Структура нижней мантии и вековые вариации главного геомагнитного поля. В сборнике «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Материалы международной школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. Санкт-Петербург, Петродворец, 6–10 октября». 2012. стр.55–61.
4. Демина И. М. Топографическая неоднородность границы ядро-мантия в зонах субдукции и ее влияние на кинематику источников ГМПЗ, Геомагнетизм и аэрономия, 2014, том 54, № 2, с. 272–282.

5. Демина И. М., Никитина Л. В., Фарафонова Ю. Г. Вековые вариации главного магнитного поля земли в рамках динамической модели его источников Геомagnetизм и Аэрономия 2008, т.48, №4, с. 567–575.
6. Ritsema, J., van Heijst, H. J., and Woodhouse J. H. 2004. Global transition zone tomography, J. Geophys. Res., 109, B02302.
7. Charles Megnin and Barbara Romanowicz. The three-dimensional shear velocity structure of the mantle from the inversion of body, surface and higher modes waveforms, Geophys. J. Int, 143,709–728, 2000.

Опробование титаномагнетитового метода по определению глубин магматических очагов Толбачинского Трещинного извержения 2012–2014 гг. и Авачинского стратовулкана

А. Г. Зубов, В. В. Ананьев, А. О. Вольнец

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Введение

Известно, что в большинстве случаев магма поступает из глубин на поверхность не сразу, а с остановками в промежуточных камерах — магматических очагах. Заполнение магмой такого очага приводит к началу обмена вещества между ней и окружающими породами: выход и потери флюидов из магмы, обвал и растворение поверхностей камеры, поглощение магмой просочившихся сверху вод. Постепенно эти процессы замедляются, и магма приходит к новому термодинамическому и химическому балансу в этом окружении и при этих условиях. Таких очагов на пути магмы бывает несколько. Магматические очаги недоступны для прямых наблюдений, но они являются важнейшей частью вулканического аппарата, без знаний о котором трудно разобраться в механизме конкретного извержения и провести прогноз вулканической активности. Наиболее применяемые способы определения наличия и глубин расположения современных магматических очагов — геофизические. Конкурентными им являются петрологические методы, которые могут дать информацию не только о современных, но и о древних, даже давно оставших очагах, используя сведения о минералогическом и химическом составе продуктов их извержений. Задача эта непростая, поскольку на разных этапах процесса выноса магмы из очага к месту поверхностного залегания происходят химические и минералогические изменения, которые трудно учесть адекватно. Приходится прибегать к моделированию процесса, применяя определённые допущения, которые могут иногда и не оправдываться. В последнем случае возможны неконтролируемые ошибки и промахи.

Основы метода

Более детально используемый метод рассмотрен в [1]. В основу определения глубин магматических очагов легли исследования в разных лабораториях физико-химических свойств ТМ и гемоильменитов при различных термодинамических условиях: высоких температурах, варьирующих окислительных условиях fO_2 и изменяющемся содержании влаги [2]. В литературе выявленную возможность определения глубинных параметров по составу ТМ породы

называют «геотермометр — кислородный барометр Баддингтона-Линсли». Оказалось, что из всех параметров, зависящих от глубины, наибольшее влияние на состав ТМ равновесной магмы оказывает параметр fO_2 . Этот параметр меняется от очень восстановительной среды на большой глубине до окислительной среды атмосферного кислорода на поверхности. Другие параметры либо слабо влияют на состав (давление), либо сами мало меняются (температура). В первом приближении зависимость fO_2 от глубины для практики предполагается линейная. По сочетанию лабораторных и геофизических данных была получена зависимость температуры Кюри (T_C) или связанного с ней параметра X , отражающего химический состав ТМ через обобщающую формулу $Fe_{3-x}Ti_xO_4$, от глубины очага [1, 3–5]. Связь T_C и X [1, 6] породила два способа подсчёта глубины — через определение T_C терромагнитным анализом (ТМА) и через определение X с использованием МЗА. Обычно совместно используются оба метода, поскольку в каждом из них заложены свои критерии надёжности. Точность определений глубин по любому варианту метода объективно невелика, поскольку в географических разных местах главный зависимый от глубины параметр fO_2 на одинаковых глубинах может быть существенно разным из-за разной проницаемости среды и наличия/отсутствия потоков жидких или газообразных окисляющих флюидов, да и остальные параметры могут меняться по-разному. Но в целом закономерность уменьшения содержания титана в ТМ с уменьшением глубины залегания резервуара с равновесной магмой в некоторых границах соблюдается, и такая информация, несмотря на широту этих границ, т. е. большую погрешность, весьма ценна.

Подсчитать X по составу ТМ можно разными способами: 1) по относительному весовому количеству TiO_2 (или просто Ti), 2) по соотношению весов TiO_2/FeO^* (здесь общее железо, пересчитанное на FeO) или 3) по модели твёрдого раствора ТМ с учётом связывания катионов железа Mg и Mn или Al и Cr . Номограмма для подсчёта X первым и вторым способом приводится в работе [6]. Проще посчитать этот параметр по формулам:

1) XI – отношение количества молекул TiO_2 в кристалле ТМ по отношению к количеству молекул ТМ. Т.е. $XI = M(TiO_2)/M(TM)$, где можно вычислить $M(TiO_2) = W(TiO_2)/MW(TiO_2)$ и $M(TM) = W(TM)/MW(TM)$. Здесь W – весовое содержание компонента, MW — вес молекулы в а.е. Очевидно, $MW(TM) = 55,845 (3 - XI) + 47,867 XI + 15,9994 \times 4 = 231,5 - 8,098 XI$. С учётом первого равенства получаем $XI = 29,0 K_{TiO_2} / (K_{TiO_2} + 10,0)$, где $K_{TiO_2} = W(TiO_2)/W(TM)$. Влияние примесей здесь учитывается через содержание чистого ТМ в зерне. Если допускается погрешность во втором знаке XI , то формула упрощается: $XI = 2,9 K_{TiO_2}$. Если примесей в кристалле ТМ мало, то $W(TM) \approx 1$, и остаётся только квазилинейная зависимость от концентрации TiO_2 .

2) В любой формуле типа $A_nB_mC_k$ должно соблюдаться соотношение: $M(A)/n = M(B)/m = M(C)/k$. Для ТМ: $M(Fe)/(3 - X_2) = M(Ti)/X_2$. Получаем $X_2 = 3/(1 + M(Fe)/M(Ti))$. Рассмотрим как выше $M(Fe)/M(Ti) = [W(Fe)/W(Ti)] \times [MW(Ti)/MW(Fe)] = K_{FeTi} \times [47,867/55,845]$. В итоге $X_2 = 3/(1 + 0,867 K_{FeTi})$. Аналогично можно найти формулу для окислов с участием $K_{FeO*TiO_2} = W(FeO^*)/W(TiO_2)$. Здесь FeO^* означает общее железо, пересчитанное на двухвалентное. Вот сама формула: $X_2 = 3/(1 + 1,112 K_{FeO*TiO_2})$.

3) Предполагаем, что наш ТМ представляет смесь миналов ульвошпинели $Fe^{2+}_2TiO_4$, магнетита $Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$ и некоторых других, в которых также может участвовать железо. Используя формульные единицы и исходя из количества Ti , вычисляем количество Fe^{2+} , которое связано с миналом ульвошпинели. Вычисляем остаток Fe^{2+} , и сравниваем его с количеством Fe^{3+} , проверяя какое железо находится в избытке при построении магнетитового минала по стехиометрии. Если в избытке Fe^{2+} , его избыток соотносим с присутствующими Al и Cr и ведём расчёт магнетитового минала по количеству Fe^{3+} . В другом случае избыток Fe^{3+} соотносим с Mg и Mn и минал рассчитываем по Fe^{2+} . Подсчитываем по стехиометрии количество кислорода, связанного с вычисленным количеством железа и титана в ульвошпинели и магнетите. Далее нормируем полученные формульные единицы на 4 атома кислорода. Тогда количества общего железа и титана будут соотноситься как $3-X_3$ и X_3 . Отсюда находим искомое X_3 .

Трещинное Толбачинское извержение имени 50-летия ИВиС ДВО РАН

Когда на традиционной конференции 2013 года, посвящённой Дню вулканолога, была озвучена информация о том, что в результате отбора лавы происходящего в то время Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС (ТТИ50) были выявлены алмазы и включения самородных меди, железа и алюминия. Стало понятно, что в магме среда имеет существенно восстановительный потенциал, характерный для больших глубин. Появилась идея проверить глубинность происхождения магмы титаномagnetитовым методом определения глубины последнего магматического очага.

Для начала был проведён ТМА образца АТ10 (см. Табл.), отобранного из текущего лавового потока ТТИ50. Температурная кривая магнитной восприимчивости, снятая В.В. Поповым во ВНИГРИ, показывает хорошую стабильность магнитных минералов при нагреве до 350°C (рис. 3а). При более высоких температурах заметны сильные химические изменения магнитных минералов в процессе нагрева на воздухе (рис. 3а и 3б). Благодаря эффекту Гопкинсона, очень чётко определяется температура Кюри исходного ферромагнетика $T_C = 206 \pm 2^\circ\text{C}$. К сожалению, это пока наш единственный результат ТМА по этому извержению. Согласно ему глубина магматического очага, которой соответствует состав ТМ данного образца, $H = 47 \pm 6$ км. В пределах точности применённого варианта ТМА в образце не обнаружено присутствия самородного железа.

Результаты МЗА ТМ других образцов ТТИ50 представлены в Таблице. Изображения в электронном микроскопе дают картину однородных зёрен ТМ

без признаков распада или окисления. Из-за малого представительства проанализированных зёрен в образцах То-19 и TOLB 1317-2 при расчёте их данные объединены, поскольку являются продуктами одного источника поступления лавы. При анализе результатов данные по одному зерну ТМ из образцов А1 и TOLB 1201 были исключены из-за существенных различий параметров с другими в образце. Так в образце TOLB 1201 одно исключённое из исследования титаномагнетитовое зерно в отличие от других оказалось крайним членом ряда - ульвошпинелью. В Таблице представлены также исходные и результирующие данные по вышеупомянутому образцу ТА10, прошедшему ТМА. Учитывая связь T_c с составом ТМ [6], для удобства сравнения получен более точный, чем глубина, параметр X и для этого образца.

Таблица.

образец	дата отбора	место отбора, °	источник – прорыв	зёрна: всего/расчёт	X1	X2	X3	глубина очага, км
A1	09.12.12	N55,74561; E160,13208	Набоко	10/9	0,48± 0,05	0,51± 0,05	0,45± 0,05	35±10
Tolb-10-07-13	10.07.13	N55,72759; E160,35374	Набоко	21/21	0,49± 0,04	0,48± 0,02	0,47± 0,04	37±9
То-19	12.02.13	N55,72506; E160,35899	Набоко	(1+2)/3	0,53± 0,02	0,48± 0,01	0,48± 0,03	38±8
TOLB 1317-2	16.08.13	N55,74248; E160,38083	Набоко					
TOLB 1201	29.11.12	N55,73236; E160,25091	Меняйлова	5/4	0,58± 0,06	0,54± 0,08	0,55± 0,06	44±11
TOLB 1202	–	N55,75900; E160,25141	Меняйлова	3/3	0,57± 0,04	0,57± 0,03	0,56± 0,03	46±8
AT10	11.01.13	N55,75792; E160,32050	Набоко?	все	ТМА $T_c = 206±2$ °С		0,57± 0,01	47±6

Примечание: Данные по образцам То-19 и TOLB 1317-2 в расчётах объединены.

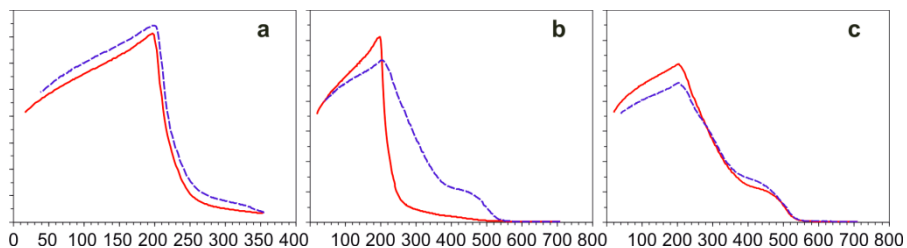


Рис. 1. Температурная зависимость магнитной восприимчивости для образца лавового потока ТТИ50. а – нагрев до 350°C, б – первый нагрев новой порции до 700°C, с – второй нагрев до 700°C. Сплошная линия — нагрев, прерывистая — охлаждение.

Мы рассчитали величину X всеми тремя способами. Из всех вариантов расчёта наиболее правильным, вероятно, является третий, более детально учитывающий влияние примесей. Именно он был использован для определения глубины очагов ТТИ50.

Хотя в пределах погрешности все результаты перекрываются, всё же следует отметить, что образовались 2 группы: с глубинами ≈ 37 км и ≈ 46 км. Большие величины X и, следовательно, большие глубины очагов принадлежат образцам TOLB 1201 и TOLB 1202. Скорей всего это не случайно, поскольку именно эти образцы являются продуктом извержения прорыва Меньяйлова. Все образцы с меньшей глубиной очага были извлечены из лавы прорыва Набоко. Исключение представляет образец из лавы прорыва Набоко T10, попавший в группу более глубоких очагов. Это противоречие вынуждает провести тщательную ревизию происхождения T10. С другой стороны нельзя исключать в качестве причины разброса результатов окислительное воздействие атмосферы в процессе течения лавы. Тогда группирование случайно. Для проверки этого предположения надо попытаться рассчитать удалённость точек отбора от источников поступления лав.

Авачинский вулкан

С целью поиска петромагнитных признаков идентификации маркирующих горизонтов района Авачинско-Коряжской группы вулканов был проведён терромагнитный анализ (ТМА) нескольких образцов тефры Авачинского вулкана, любезно предоставленных нам Л.И. Базановой. По сравнению с лавой тефра имеет преимущество в том, что она остывает несравнимо быстрее, что способствует лучшему сохранению глубинного химического состава из-за более короткого контакта с атмосферным кислородом в нагретом состоянии. С другой стороны повышенная газопроницаемость тефры, наоборот, улучшает условия для окисления минералов. Практика показала, что при ТМА ферромагнитной компоненты мелкого ($< 0,1$ мм) вулканического пепла вырисовывается картина в основном магнетита, как продукта разрушения ТМ [7–8]. То есть влияние атмосферного кислорода пагубно для ТМ остывающих наиболее мелких вулканических продуктов. Зато более крупные частицы тефры дают очень неплохой результат. В нашем эксперименте изучалась тефра естественного гранулометрического состава. Лишь в некоторых случаях пришлось слегка раздробить образцы со слишком крупной фракцией, чтобы гранулы порошка поместились в пространстве измерительного контейнера прибора. Очень мелкой фракции практически не было, поскольку образцы отбирались достаточно близко от вулкана, где из-за гравитационно-эоловой дифференциации преобладает грубая составляющая.

Эта благоприятная для ТМА особенность тефры и проявилась на температурных графиках магнитной восприимчивости, полученных во ВНИГРИ на чешском каппа-мосте с печью. В результате измерений вырисовалась чёткая картина однофазного состава исходного ферромагнитного материала (рис. 2). Для большинства образцов ферромагнитная компонента оказалась устойчивой к нагревам, что видно по близости кривых нагрева и охлаждения при первом нагреве. При повторном нагреве из-за химической стабилизации минерального состава близость этих кривых ещё заметнее. Менее устойчивые к нагревам образцы 0940/3, 09152/14 и 6630/9 были отобраны в разных местах. Они были взяты на испытание с целью попробовать найти характерные свойства, подтверждающие их общее происхождение от одного извержения.

Именно меньшая по сравнению с другими устойчивость к нагреву объединяет эти образцы в одну группу, косвенно подтверждая их общее происхождение.

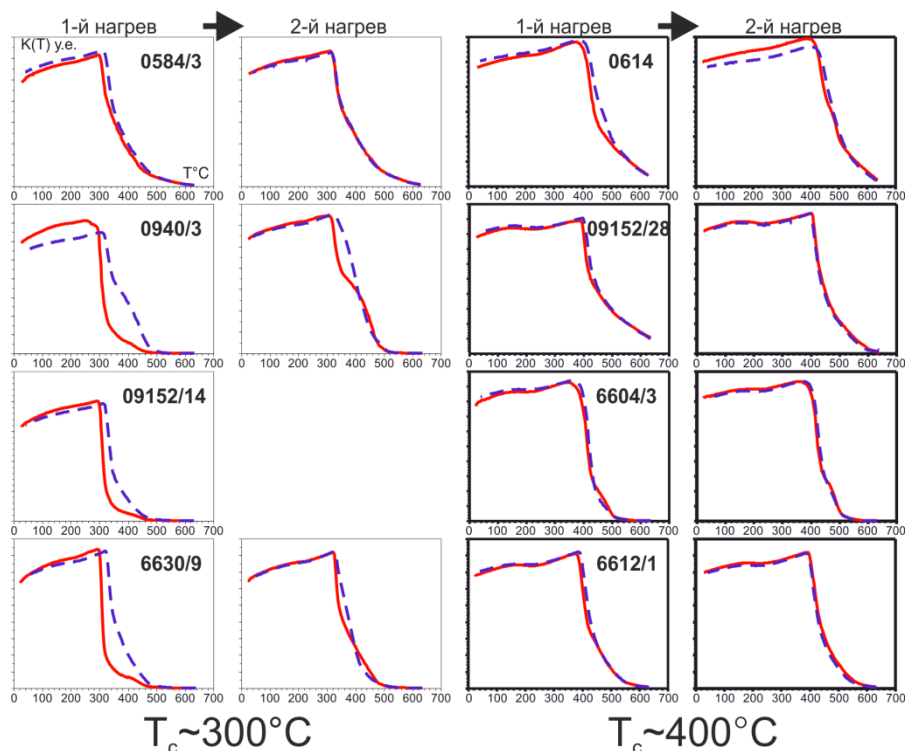


Рис. 2. Температурная зависимость магнитной восприимчивости для андезибазальтов ($T_C \sim 300^\circ\text{C}$) и андезитов ($T_C \sim 400^\circ\text{C}$) Авачинского вулкана. Условные обозначения линий как на рис. 1.

По графикам ТМА все образцы разбились на две группы с довольно кучными результатами. T_C везде определялись как точки максимальной крутизны спада на кривой ТМА первого нагрева. В одной группе $T_C = 305\text{--}320^\circ\text{C}$, в другой $T_C = 400\text{--}425^\circ\text{C}$. Выяснилось, что и по составу эти образцы существенно отличаются. В первую группу попали андезибазальты извержений, произошедших 2,4–3,0 тыс. л. н., согласно радиоуглеродным данным, во вторую — андезиты с возрастом 5,2–5,3 тыс. л.н. по радиоуглеродному датированию [9–10].

Кроме ТМА других анализов ферромагнитных материалов этих образцов не проводилось. Тем не менее малый разброс T_C в группах говорит об однородности магнитных свойств внутри групп, то есть гомогенности магнетиков, образовавшихся в равновесной среде каждого из двух существенно разных очагов. Процессы распада или окисления ТМ не могут происходить синхрон-

но и должны были бы дать более широкий разброс данных. Следовательно, в нашем случае можно рассчитывать на сохранение в изученных образцах информации о глубинных условиях. Воспользовавшись номограммой, получаем расчётные глубины магматических очагов для изученных андезитов $H = 18 \pm 7$ км и для более молодых андезибазальтов $H = 32 \pm 6$ км.

Обсуждение результатов

Хотя петрологические способы оценки глубин магматических очагов не обещают высокой точности, но даже такая информация весьма востребована. А как метод изучения палеоочагов эти способы не имеет конкурентов.

Петромагнитное и петрологическое изучение лавовых образцов ТТИ50 подтвердило глубинность исходного равновесного магматического очага. Более того, несмотря на то, что по статистическому разбросу результаты перекрываются, всё же можно заметить группирование данных на двух уровнях: ≈ 46 км и ≈ 37 км. Наблюдается закономерность — кроме образца Т10, все образцы лав прорыва Меняйлова попали в первую группу, а образцы лав прорыва Набоко во вторую. Если эта закономерность подтвердится, полученные данные указывают на то, что магматические очаги этих прорывов разные. В то же время наличие исключения наводит на мысль, что группирование могло произойти по другой причине. Причиной разброса данных могут быть окислительные процессы во время течения лавовых потоков, исказившие глубинную информацию в образцах. В таком случае магматический очаг скорей всего для всех один, и ему соответствует результат с большей глубиной.

По данным [11] можно заметить, что T_c нашего образца лавы ТТИ50 очень близка T_c лав Южного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ). Геофизические методы [12] указывают на существование периферического очага на глубине 2–3 км под Северным прорывом. В том же районе выявлено также аномальное тело на глубине 7–8 км. И действительно, T_c лав Северного прорыва заметно выше, чем у лав Южного [11], что говорит о более мелком очаге первого. Правда, не настолько мелком, чтобы соответствовать равновесному состоянию очага на такой небольшой близповерхностной глубине. Согласно номограмме магма с такими свойствами должна была бы уравновесить свой состав на глубине 27 ± 5 км. Однако известно [13], что почти под местом образования первого конуса перед началом БТТИ были отмечены глубокие (20–30 км) землетрясения, которые сейсмологи связывают с глубинным очагом.

Разные очаги выявились также по результатам ТМА образцов тефры Авачинского вулкана. На этот раз они разные для андезитового и андезибазальтового периодов действия вулкана. Ранее комплексом геофизических и петрологических методов [14–15] было установлено наличие периферического магматического очага на глубине 1,5–3 км под Авачинским вулканом. Так как петрологический метод даёт информацию о последнем перед излиянием магматическом очаге, это означает, что согласно нашим данным ещё 2,4 т.л.н. периферического очага не было, либо он был транзитным, кратковременным. Представляется, что новое петромагнитное изучение лавы извержения Ава-

чинского вулкана 1991 года для выяснения глубины прихода магмы в последнее перед выходом равновесное состояние титаномагнетитовым методом было бы очень полезно для проверки и калибровки этого метода.

Геофизические методы также выделяют под Авачинским вулканом на глубине 10–16 км аномальную зону с пониженным скоростным градиентом, что трактуется авторами как ослабленный слой с многочисленными трещинами. Не исключено, что это связано с существованием когда-то того самого андезитового очага (или очагов).

Для получения более корректных результатов требуется изучение большего количества образцов различного залегания и происхождения с совместным применением петромагнитного и микрозондового способа на каждом образце. Интерес представляет также сравнение свойств магнитных минералов лавы и тефры на предмет пригодности использования в методике определения глубин очагов.

Мы благодарим Л.И. Базанову за предоставленные для изучения образцы тефры Авачинского вулкана и за консультации по их хронологии. Мы также благодарны В.В. Попову за помощь и содействие при ТМА наших образцов. Особая благодарность Д.М. Печерскому за консультации по основам методики изучения магматических очагов по свойствам ТМ.

1. *Зубов А.Г., Ананьев В.В.* О методике определения глубин магматических палеоочагов по составу и магнитным свойствам титаномагнетитов // *Материалы региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 29–30 марта 2013 г.* Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 194–200.
2. *Лыков А.В., Печерский Д.М.* Экспериментальное исследование связи магнитных свойств базальтов с условиями их образования // *Изв. АН СССР, сер. Физика Земли.* 1980 г. №9. С. 65–74.
3. *Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В.* Магнетизм и условия образования изверженных горных пород // *Наука, М., 1975.*
4. *Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан; петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995, 298 с.
5. *Печерский Д.М., Попов А.А., Шаронова З.В.* Петромагнитная характеристика четвертичных лав вулкана Эльбрус // *Изв. АН СССР, сер. Геологическая, №9, 1980, с. 37–48.*
6. *Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 348 с.
7. *Гендлер Т.С., Диденко А.Н., Кирьянов В.Ю., Земцов А.Н.* Магнитная минералогия пеплов Камчатки; возможность идентификации вулканических событий // *Тез. Докладов VI международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле».* Москва, 3-5 октября 2005 г. М.: ИФЗ, 2005. С. 16–18.
8. *Зубов А.Г., Кирьянов В.Ю.* О возможности использования термомагнитных параметров для идентификации вулканических пеплов // *Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы.* Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 267–273.
9. *Базанова Л.И., Брайцева О.А., Дирксен О.В., Сулерджицкий Л.Д., Данхара Т.* Пеплопады крупнейших голоценовых извержений на трассе Усть-Большерецк – Петро-

- павловск-Камчатский: источники, хронология, частота // Вулканология и сейсмология. 2005. № 6. С. 30–46.
10. *Брайцева О.А., Базанова Л.И., Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д.* Крупнейшие голоценовые извержения вулкана Авачинский на Камчатке (этап 7250–3700 14С лет назад) // Вулканология и сейсмология. 1998. №1. С. 3–24.
 11. *Ермаков В.А., Печерский Д.М., Шаронова З.В.* Петромагнитная характеристика четвертичных вулканических пород Центральной Камчатки // Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, №12, 1982, с.76–87.
 12. *Балеста С.Т., Каргопольцев А.А., Григорян Г.Б.* Сейсмические данные о магматических очагах Большого трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 1979. № 2. С.4–11.
 13. *Федотов С.А., Горельчик В.И., Степанов В.В.* Сейсмические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. на Камчатке // ДАН СССР. 1976. Т.228, № 6. С. 1407–1410.
 14. *Гонтовая Л.И., Ризниченко О.Ю., Нурждина И.Н., Федорченко И.А.* Авачинская группа вулканов: глубинное строение и особенности сейсмичности // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога, «Современный вулканизм и связанные с ним процессы», 29–30 марта 2010 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2011 г. С. 50–58.
 15. *Marco Viccaro, Marisa Giuffrida, Eugenio Nicotra, Alexey Yu. Ozerov.* Magma storage, ascent and recharge history prior to the 1991 eruption at Avachinsky Volcano, Kamchatka, Russia: Inferences on the plumbing system geometry // Lithos 140–141 (2012) 11–24.

Метод наименьших квадратов в задаче интерпретации морских магнитных аномалий

С. А. Иванов, С. А Меркурьев

СПбФ ИЗМИРАН, Санкт-Петербург

В данной работе рассматривается задача интерпретации линейных морских магнитных аномалий в рамках спрединговой модели. Глобальный минимум невязки ищется путем комбинации мультистарта и метода Монте-Карло. Предложенный алгоритм позволяет найти положения границ блоков с большой точностью, определяемой, по существу, временем счета.

1. Введение. Как хорошо известно, обратная задача магниторазведки не имеет, вообще говоря, единственного решения. Обычно, наличие геологической информации позволяет использовать различного класса модели, и решение задачи магниторазведки начинается с выбора подходящей модели намагниченных тел, и последующему поиску параметров данной модели.

Спрединговая природа морских магнитных аномалий открыла возможность датировать дно Мирового океана и тем самым восстанавливать эволюцию океанических бассейнов. В основе интерпретации большинства морских магнитометрических измерений лежит блоковая инверсионно-спрединговая модель [1]. Эта модель представляет собой последовательность однородно намагниченных прямоугольных блоков прямой и обратной полярности тол-

щиной несколько сотен метров, верхняя граница которых совпадает с кровлей кристаллического фундамента.

В процессе геоисторической и палеомагнитной интерпретации АМП неизбежно встает задача нахождения положения границ блоков прямой и обратной полярности, связанных с изменением направления ГМП в прошлом. Большая часть методов магниторазведки направлена на выявление изолированных тел и при интерпретации морских магнитных аномалий эффективность этих методов резко снижается. Мы предлагаем постановку обратной задачи (ОЗ), в которой решением являются координаты блоков. Для модельного поля, созданном 11 блоками, предложенный алгоритм позволяет точно найти контакты.

2. Методы интерпретации морских магнитных аномалий как решение прямой и обратной задачи математической физики. Способы и принципы решения обратных задач, предложенные разными авторами и опубликованные в монографиях, научных тематических сборниках и обзорных статьях за последние несколько десятилетий существенно различаются друг от друга и могут быть поделены согласно [2] на три категории (прямые, обратные, улучшающие). Кратко охарактеризуем эти категории. Каждая из них имеет одну и ту же цель – количественный расчет параметров модели по заданным на профиле значениям поля. Применение того или иного метода определяется наличием тех или иных данных, априорной информацией об исследуемых объектах, а также зависит от поставленных конечных задач. Все эти методы требуют дополнительных процедур, для нахождения магнитных контактов. Например, использование аналитического продолжения поля в нижнюю полуплоскость должно помочь перейти к распределению намагниченности, но эта процедура не формализована.

Прямые методы (неформализованные). Суть этих методов состоит в том, что модельная аномалия рассчитывается и сравнивается с наблюдаемой аномалией и модельные параметры подгоняются таким образом, чтобы улучшить соответствие этих аномалий. Использование метода подбора в практике геохронологического анализа – это наиболее распространенный прием, благодаря его эффективности и отсутствия простой альтернативы.

Улучшающие методы. При использовании этих методов, наиболее распространенных в западной литературе, аномалии преобразуются таким образом, чтобы легче определялась структура намагниченных тел, при этом не вычисляются никакие модельные параметры. Одним из вариантов такого подхода является метод продолжения поля вниз. Результатом такой трансформации является появление высокочастотных аномалий визуально не наблюдаемых в исходном поле, нулевые значения которого сопоставляют границам намагниченных блоков.

Обратные. В литературе в основном разрабатывались методы, в рамках двумерных моделей с рядом упрощающих допущений. Один из первых методов интерпретации морских магнитных аномалий в рамках двумерной задачи (матричный метод), был предложен Ботом [3]. Отметим, что в данной постановке задача определения намагниченности линейная. Другой, также линей-

ный, итерационный метод нахождения латерально меняющейся намагниченности для слоя постоянной толщины и заданной топографией был предложен в работе [4], где решалось интегральное уравнение для намагниченности в представлении Фурье. В обоих подходах при заданной геометрии магнитоактивного слоя искомой величиной является функция намагниченности, которая меняется горизонтально вдоль профиля. Решение этой задачи, как правило, не позволяет надежно определять границы смены полярности для узких блоков.

Разработка теории интерпретации потенциальных полей с помощью обобщенного преобразования Гильберта привела к созданию универсального метода аналитического сигнала. Метод был впервые предложен [5]. Этому подходу посвящено большое количество работ. Пусть у нас есть цилиндрическое тело с сечением $S = \{c < x < \infty, -\infty < z < -a\}$, являющимся квадрантом. Рассмотрим случай, когда внешнее поле и намагниченность имеют только вертикальную компоненту и пусть намагниченность тела не зависит от z . С телом связывается функция (аналитический сигнал) $A(z) = \alpha / (h + iz)$, где a —

постоянная, зависящая от намагниченности. Представим дайку $-b < x < b; -\infty < z < -h; -\infty < y < \infty$, как разность двух тел рассмотренного вида. В силу линейности поля относительно источников, получаем следующий аналитический сигнал $A(x) = \alpha / (h + i(x + b)) - \alpha / (h + i(x - b))$. Согласно данному методу, максимумы модуля этой функции должны соответствовать границам дайки.

Несложно проверить, что при $b > h = l$ (полуширина больше глубины) мы имеем максимумы в $x = \pm \sqrt{(b^2 - l^2)}$ и минимум в нуле. При $b \leq h = l$ имеется только максимум в нуле. Проведенные расчеты подтверждают, что с приближением b к h , максимумы сближаются и сливаются при $b = h$. Можно заключить, что визуальное определение границ даже простого тела по модулю аналитического сигнала возможно не всегда, а когда и возможно, то часто неточное.

3. Метод наименьших квадратов (МНК) в задаче определения границ блоков.

Блочная модель. В качестве физической модели океанического магнитоактивного слоя рассматривается блоковая инверсионно-спредингвая модель Вайна и Мэтьюза [1]. Пусть $X = \{X_1, X_2, X_3, \dots, X_N\}$ — точки перемены полярности, или контакты. Пусть в точках $A = \{a_1, a_2, a_3, \dots, a_m\}$ задано аномальное поле $\{y_1, y_2, y_3, \dots, y_m\}$. Считаем известной глубину верхней и нижней кромки базальтового слоя. Будем минимизировать невязку как функцию координат контактов X^j и модуля намагниченности M . Эта функция строится следующим образом: Выбирается число L контактов с x -координатами блоков $x^1 = \{x_j^1\}_{j=1}^L$. Соответствующие блоки имеют вид $B_j^1 = (x_j^1, x_{j+1}^1)$. Намагниченность блоков считается вертикальной, равной по амплитуде и меняющей знак. То есть намагниченность j -го блока есть $(-1)^j M$, где величина M может быть отрицательной. В точках A считается поле $\{u_1, u_2, u_3, \dots, u_m\}$, порожденное блоками B_j^1 и считается невязка

$$E(X^1) = \sum_1^m (u_i - y_i)^2 .$$

МНК состоит в поиске глобального минимума этой функции. Решением ОЗ является набор контактов, отвечающий этому минимуму. Поскольку поле зависит от координат контактов нелинейно, нахождение глобального минимума – сложная математическая задача. Рассматриваемая ОЗ — восстановить положения блоков по данному полю аномалий — обладает свойствами **единственности и устойчивости**.

Неравенство Крамера-Рао. Статистическая модель. В качестве модельного примера для исследования эффективности МНК рассмотрим, как и в [6], фрагмент магнитоактивного слоя состоящего из двух блоков прямой полярности, разделенных узким блоком обратной полярности. К аномальному магнитному полю, создаваемому этими блоками, добавляется нормально распределенный шум с постоянной дисперсией. Координаты границ X блоков прямой и обратной полярности были получены на основании реального участка шкалы инверсий, содержащего короткий период противоположной полярности. При расчетах фиксировалась намагниченность блоков, а также глубина базальтового слоя, и его толщина. Наблюдения осуществлялись на поверхности $z = 0$. В основном, мы интересуемся положением среднего блока.

Среднеквадратичная погрешность предложенного алгоритма определялась по 1000 реализациям. Оказалось, что разница между найденными среднеквадратичными погрешностями и оценками Крамера-Рао малы и лежат в пределах статистической погрешности. Таким образом, на блоковой модели с данным типом шума МНК позволяет найти значения точек перемены полярности с погрешностью, близкой к минимально возможной.

4 Определение контактов для модельного поля, рассчитанного по шкале инверсий.

Модельное поле и алгоритм решения ОЗ. На основе шкалы [7] при скорости спрединга 2см/год построим поле по модели, описанной выше. Возьмем 11 блоков правее осевой аномалии с контактами X^0 . Вычисления проводились по схеме случайного мултистарта (технические детали опущены).

Погрешность в определении поля. На первом графике рис.1 приведена зависимость средне-квадратичной погрешности и максимальной погрешности от числа контактов L. Видно, что погрешность по полю становится пренебрежимо малой, начиная с $L=12$.

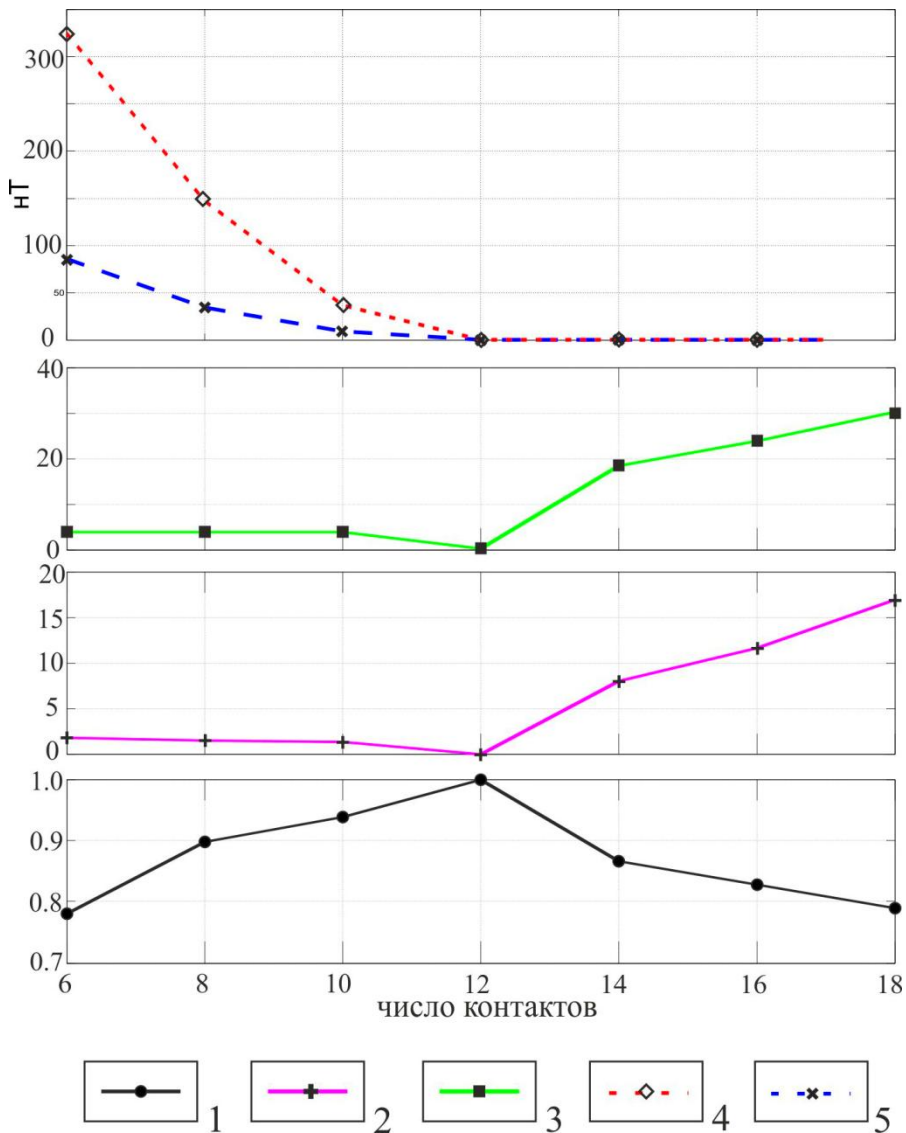


Рис. 1. Графики оценки качества решения обратной задачи по полю и по положению контактов. Условные обозначения: **1** — график корреляции ошибок контактов; **2** — график максимальной ошибки определения контактов невязки поля; **3** — график средневзвешенной ошибки определения контактов невязки поля; **4** — график максимальной ошибки определения поля; **5** — график средневзвешенной ошибки определения поля.

Погрешности определения контактов. Выше показано, что МНК позволяет получить набор блоков, генерирующих поле, очень близкое к модельно-

му. Поскольку решением обратной задачи является нахождение контактов, мы покажем, как можно сравнивать два набора контактов.

Для количественной оценки погрешности определения контактов выбирались следующие функции: среднеквадратичная погрешность контактов, максимальная ошибка, 3. максимум (нормированной) взаимно корреляционной функции.

На рис. 1 приведены графики среднеквадратичной и максимальной ошибок. Сопоставление графиков на рис. 1 показывает совпадение минимума ошибки и максимума корреляции.

Отметим, что при малом числе контактов определяются наиболее крупные блоки, поле которых определяет основное поведение аномалий. С ростом числа контактов удается восстановить такие детали магнитоактивного слоя, которые невозможно обнаружить визуально.

Полученные результаты показывают, что предложенный алгоритм позволяет уверенно решать обратную задачу для модели Вайна и Мэтьюза. Подробнее результаты изложены в [8, 9].

1. *Vine F. J.; Matthews D. H.* Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges // *Nature*. V. 199. P. 947–949. 1963.
2. *Blakely R.J.* Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University Press: Cambridge, 441 p. 1995.
3. *Bott, M.H.P.* Solution of the linear inverse problem in magnetic interpretation with application to oceanic magnetic anomalies // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* V. 13. P. 313. 1967.
4. *Parker R. L. Huestis S. P.* The Inversion of Magnetic Anomalies in the Presence of Topography // *Journal of Geophysical Research*. V. 79. № 11. P. 1587–1593. 1974.
5. *Nabighian M.N.* Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section // *Geophysics*. V. 39. № 1. P. 85–92. 1974.
6. *Иванов С.А., Меркурьев С.А.* Разрешимость интервала между инверсиями по морским магнитным аномалиям на основе неравенства Рао-Крамера. // *Геомагнетизм и Аэронавигация*, 2013, Том 53, No. 6, с. 832–841.
7. *Cande S. C., Kent D. V.* A New Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* V. 97(B10). P. 13,917–13,951. 1992.
8. *Иванов С.А., Меркурьев С.А.* Интерпретация морских магнитных аномалий. Часть 1. Обзор существующих методов и анализ метода аналитического сигнала. // *Геомагнетизм и Аэронавигация* 2014, том 54, № 3, с. 420–428.
9. *Иванов С.А., С.А Меркурьев,* Интерпретация морских магнитных аномалий. Часть 2. Анализ нового метода и алгоритма на основе МНК. // *Геомагнетизм и Аэронавигация*, 2014, том 54, № 4, с. 570–576.

Палеомагнетизм раннедевонских отложений острова Шпицберген

А. Г. Иосифиди

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург

Генеральная черта палеогеографической эволюции Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в течение фанерозоя — движение этой плиты в северном направлении от высоких широт южного полушария до современного ее положения, в целом в умеренных северных широтах. Это движение, согласно существующим моделям, осложняется возвратными движениями и поворотами, главные из которых обычно относят к разным эпохам палеозоя и раннего мезозоя. Согласно этим моделям наиболее характерным временным интервалом возвратных движений и поворотов ВЕП является девонский — раннекаменноугольный. Таким образом, палеомагнитное изучение девонских отложений тектонических блоков, выходящих на поверхность в Баренцево-Карском бассейне, поможет уточнить историю развития этого бассейна. В данной работе представляются палеомагнитные данные, полученные по раннедевонским отложениям о. Шпицберген. Коллекция образцов горных пород девонского возраста была отобрана в полевые сезоны 1986 и 1987 гг. (коллекция собрана Е. Л. Гуревичем и А. Г. Иосифиди). Первые результаты изучения этой коллекции были представлены в работах [2,3,5].

Лифде-фьорд. На северном берегу Лифде-фьорда в его начале в береговых обрывах отобраны образцы горных пород раннедевонского возраста серий Ред-Бей (**D₁**, лохковский ярус) и Вуд Бей (**D_{1р}**, пражский ярус), [4,6]. В данной работе представлены результаты изучения образцов горных пород серии Ред-Бей из свиты Френкельриджен (63 стратиграфических уровней, общая мощность изученного интервала 590 м) и серии Вуд Бей из свиты Кельтифельлет (19 стратиграфических уровней, общая мощность изученного интервала 65м).

Рауд-фьорд. На западном берегу Рауд-фьорда на полуострове Buchananhälvöya 1 км южнее горы Carrfjellet отобраны образцы горных пород из свиты Андребреен (30 стратиграфических уровней, общая мощность изученного интервала 130 м). Шаг отбора образцов составлял 2–10 метров. На восточном берегу Рауд-фьорда отобраны образцы горных пород из свиты Бен Невис (21 стратиграфических уровней, общая мощность изученного интервала 95 м)

Бок-фьорд. На восточном берегу **Бок-фьорда** отобраны образцы горных пород раннедевонского возраста серий Вуд Бей из свиты Кап-Хьелсен, D_{1р}[4,6] (106 стратиграфических уровней, общая мощность изученного интервала 770 м). Шаг отбора образцов составлял 2–10 метров.

Компонентный анализ. Примеры температурного размагничивания образцов раннедевонского возраста показаны на рис. 1 (247-2, 248-3, 264-2 — свита Андребреен; 03-1, 35-3, 25-2 — свита Френкельриджен; 53-1, 69-1, 21-1 — свита Кап-Хьелсен; 156-3, 160-3, 159-3 — свита Кельтифельлет). Естественная остаточная намагниченность изученных образцов горных пород имеет, как правило, две компоненты. Компонента А, выделяемая в температур-

ном диапазоне (100–350, 500 °C), по всей вероятности, связана с вязким намагничиванием горных пород в геомагнитном поле кайнозойской эры. Тест складки для компоненты А — неопределенный. Распределение направлений компоненты А показано на рис. 2. Высокотемпературная биполярная компонента D1, выделяется в интервале температур 500–680 °C и 660–670 °C. Распределение направлений компоненты D1 для изученных свит показано на рис. 2. Тесты складки и обращения полярности для наиболее представительных свит (Кап-Хелсен, F+, R+, класс В ($\gamma/\gamma_{кр.} = 9^\circ/9^\circ$) и Френкельриджен F+, R+, класс С ($\gamma/\gamma_{кр.} = 4^\circ/11^\circ$)) компоненты D1 положительны. По части образцов во всех свитах выделяется компонента обратной полярности, близкая к раннепермскому направлению геомагнитного поля. Полученные направления палеомагнитных полюсов по изученным свитам представлены в Таблице. В большинстве изученных разрезов раннедевонских отложений выделены зоны прямой и обратной полярности древнего геомагнитного поля. Корреляция изученных разрезов с общей магнитостратиграфической шкалой [1, 8] представлена на рис. 3. Полученные данные распределения магнитозон для раннего девона имеют большую сходимость с общей магнитостратиграфической шкалой по [1]. Удовлетворительный характер корреляции также подтверждает древний возраст выделенных характерных компонент J_n.

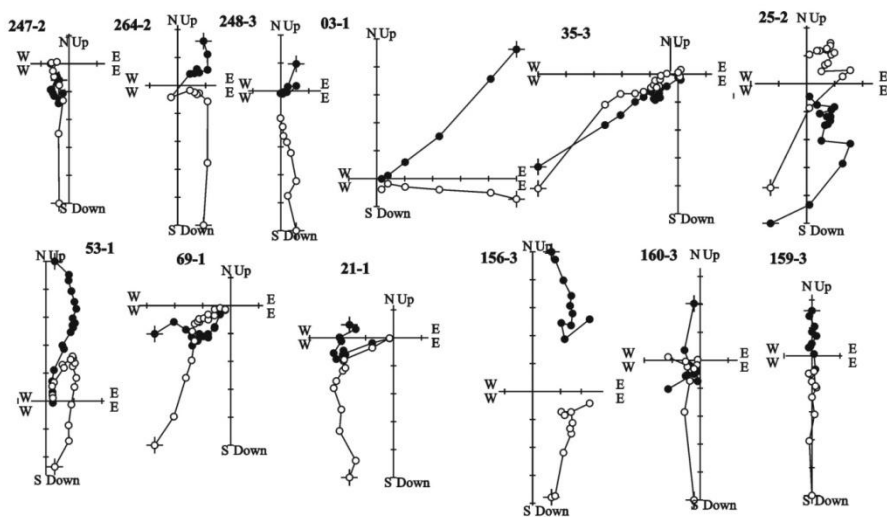


Рис. 1. Примеры размагничивания раннедевонских образцов горных пород нагревами (пустые кружки — проекция вектора в вертикальной меридиональной плоскости, залитые кружки — проекция вектора в горизонтальной плоскости; стратиграфическая система координат; остальные пояснения в тексте). Диаграммы Зийдervильда построены с помощью программы Chadima M., Hroudа F. [6].

Положения палеомагнитных полюсов Шпицбергена (использованы имеющиеся данные в мировой базе палеомагнитных данных и новые опреде-

ления, полученные в работе [3] и данном исследовании) относительно траектории кажущейся миграции палеомагнитных полюсов для Балтики [9] показаны на рис. 4. Палеомагнитные полюсы для раннего девона Шпицбергена образуют небольшую петлю в интервале 410–416 млн. лет. Средние значения для лохковского (серия Вуд Бей) и пражского (серия Ред Бей) ярусов раннего девона имеют значимое различие. Полученные данные показывают изменение направления движения Шпицбергена, аналогичное движению ВЕП в раннем девоне по данным [9].

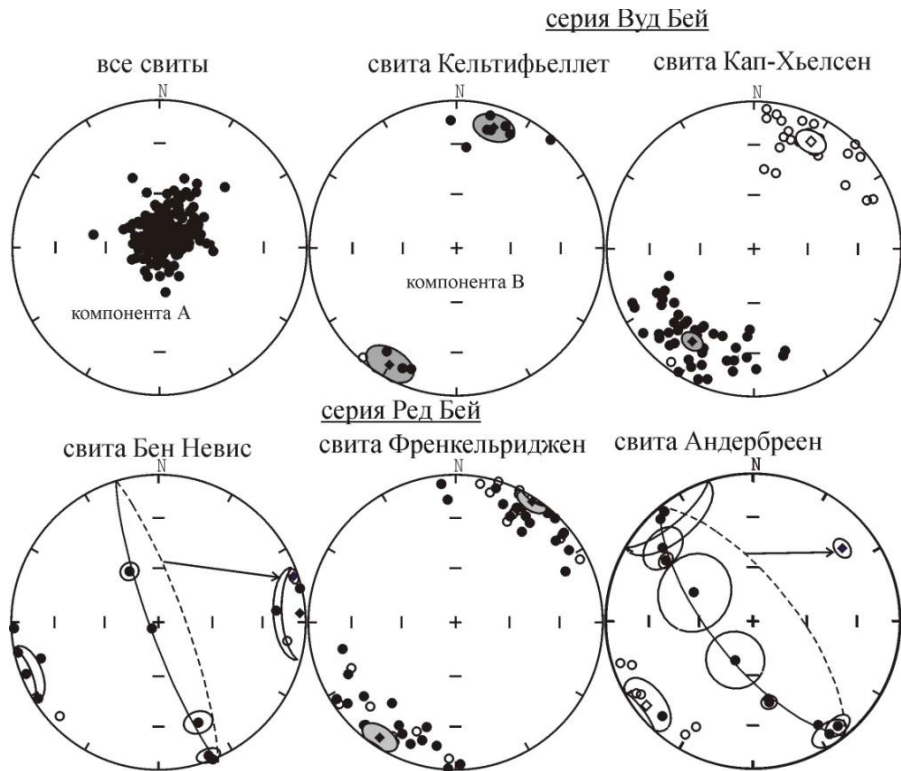


Рис. 2. Распределение направлений компонент естественной остаточной намагниченности после проведения чисток. Стереопроекции распределения компонент А приведены в географической, для остальных компонент в стратиграфической системе координат; пустые (залитые) кружки — проекции векторов на верхнюю (нижнюю) полу-сферу.

Таблица. Палеомагнитные полюсы для раннедевонских отложений о. Шпицберген.

№	Свита, возраст ChRM, млн. лет	с.к.	N/n	Φ , °N	Λ , °E	dp°	dm°	φ_m°
1	свита Кельтифельлет 408–411	s	12/16	13	170	6	11	4
2	Свита Кап-Хьелсен 408–411	s	72/10	-3	162	3	5	-12
3	серия Вуд Бей 410	s	84/117	-1	164	3	5	-10
4	свита Бен Невис 411–419	s	14/18	3	118	5	9	1
5	свита Френкельриджен 411–419	s	57/10	8	159	3	6	-1
6	411–419 свита Андребреен	s	18/18	13	139	4	7	7
7	серия Ред-Бей 416	s	89/136	8	150	3	5	1

Φ° , Λ° — широта и долгота палеомагнитного полюса; dp° , dm° — полуоси овала доверия; φ_m° — палеомагнитная широта.

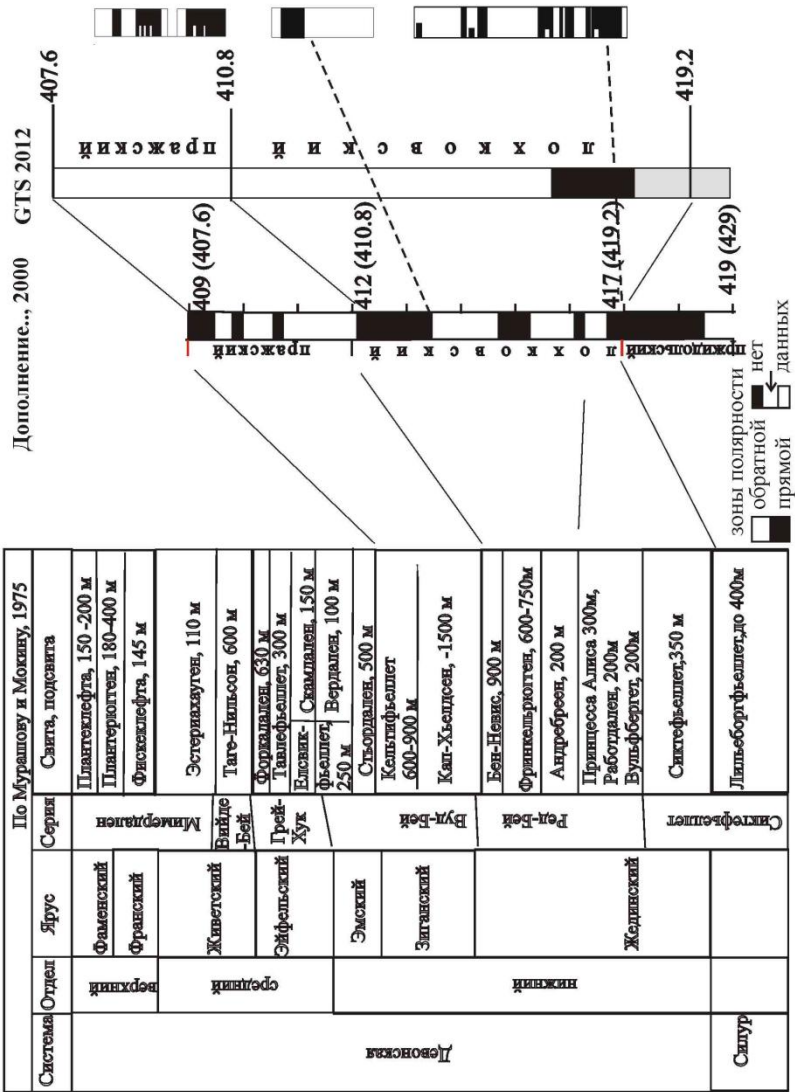


Рис. 3. Корреляция выделенных магнитозон с общей магнитостратиграфической шкалой.

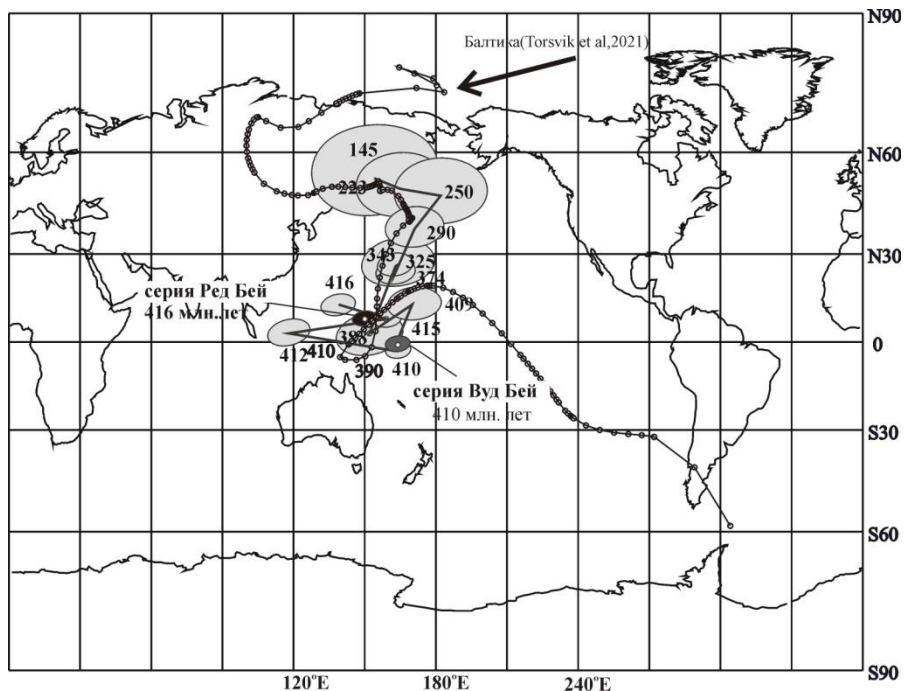


Рис. 4. Траектории кажущейся миграции палеомагнитных полюсов для Балтики и Шпицбергена (пояснения в тексте).

1. Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. Отв. ред. А. И. Жамойда, СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.
2. Иосифиди А. Г., Храмов А. Н., Комиссарова Р. А., Плетнева А. С., 2007. Баренцево-Печорская плита в девоне: палеогеографическое положение и тектоника её обрамления: палеомагнитные данные. Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии. /Сб. статей, науч.ред. А. Н. Храмов., с. 126–143
3. Иосифиди А. Г., Храмов А. Н. Палеомагнетизм девонских и каменноугольных отложений о. Западный Шпицберген. К палеозойской истории обрамлений Баренцево-Карского бассейна// Физика Земли, 2013, № 5, с. 132–149
4. Мурашов Л. Г., Мокин Ю. И., 1976. Стратиграфическое расчленение девонских отложений острова Шпицберген. Геология Свальбарда, изд. НИИГА, с. 78–91, Л.
5. Погарская И. А., Гуревич Е. Л., 1988. Палеомагнетизм девонских пород Шпицбергена. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника /Отв. ред. А. Н. Храмов, Л.: ВНИГРИ, с.6–17.
6. Стратиграфический словарь Шпицбергена, 1990. Ред.: Грамберг И.С.,
7. Chadima M., Hroudka F., 2006. Remasoft 3.0 – a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. Travaux Géophysiques, XXVII, 20–21
8. The Geologic Time Scale 2012 / Editors Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M., The Boulevard, Langford Lane, Kidlington, Oxford OX5 1GB, UK Radarweg 29, PO Box 211, 1000 AE Amsterdam, The Netherlands 2245 Wyman Street, Waltham, MA 02451. USA. 2012. p. 1160.
9. Torsvik T. H., Van der Voo R., Preeden U., Mac Niocaill C., Steinberger B., Doubrovine P. V., Douwe J.J. van Hinsbergen, Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J. G.,

Сравнение петромагнитных характеристик лессово-почвенных разрезов Байкальском регионе

А. Ю. Казанский¹, Г. Г. Матасова², А. А. Щетников³, И. А. Филинов³

¹*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Троицк, Москва*

²*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск*

³*Институт Земной коры СО РАН, Иркутск*

Магнитные характеристики лессово-почвенных последовательностей являются уникальным палеоклиматическим и палеогеографическим архивом. В настоящее время известны, по крайней мере, три механизма записи климатического сигнала в магнитных свойствах лессово-почвенных отложений. «Педогенный» или «китайский» механизм, широко распространенный в Китае, Европе и Средней Азии, что повышенные значения низкочастотной магнитной восприимчивости (К) и частотной зависимости магнитной восприимчивости (FD-фактора) в почвах по сравнению с лессами обусловлены обогащением ископаемых почв тонкозернистыми аутигенными магнитными минералами, образовавшимися в процессе педогенеза [1]. Лессово-почвенные отложения Аляски и Средней Сибири [1, 2], напротив, демонстрируют повышенные значения К в лессовых толщах и пониженные — в гумусовых горизонтах ископаемых почв с низкими значениями FD во всех отложениях. Эти закономерности обусловлены вариациями скорости переноса и осаждения лессового материала в результате изменения интенсивности ветра в различные климатические периоды («ветровой» или «аляскинский» механизм). На большей части территории Западной Сибири установлен смешанный тип формирования магнитных свойств лессово-почвенных отложений, обладающий признаками обеих моделей, или «сибирский» механизм [3, 4]. Предполагается, что различие в механизмах обусловлено различиями в палеоклиматических и/или палеогеографических условиях накопления отложений. В данной работе проведено сравнение трех близко расположенных лессово-почвенных разрезов позднего неоплейстоцена в Прибайкалье.

Все разрезы расположены в пределах Иркутско-Черемховской равнины. Разрез Новоразводная расположен на правом берегу р. Ангара на окраине города Иркутска, разрез Усть-Ода на левом борту долины р.Ангара ~50 км ниже по течению от предыдущего разреза, разрез Мальта на левом берегу р.Ангара ~50 км ниже по течению от разреза Усть-Ода (рис.3). Все разрезы находятся в одной природно-климатической зоне и содержат два ископаемых педокомплекса, разделенных лессовыми горизонтами (L). Возраст верхнего педокомплекса (P1) на основе радиоуглеродных дат в разрезах Мальта и Усть-Ода [5, 6] отвечает 3 стадии морской изотопной шкалы (МИС-3), нижний педокомплекс (P2) по совокупности геологических данных сопоставляется с МИС-5 [7]. Кроме лессово-почвенных отложений в разреза Усть-Ода

присутствуют горизонты делювиальных отложений, которые в данной работе не рассматриваются. Литостратиграфические колонки изученных разрезов представлены на рис. 1.

Измерения объемной магнитной восприимчивости (K) и ее частотной зависимости ($FD\%$) на измерителе Bartington MS2 с двухчастотным датчиком показали, что во всех трех изученных разрезах магнитная восприимчивость в горизонтах ископаемых почв в 1,5–3 раза ниже, чем в лессовых горизонтах (рис. 1), что характерно для территории Сибири [2–4]. Однако, сами значения магнитных характеристик у разных разрезов различны: значения K в разрезах Новоразводная и Мальта различаются незначительно, тогда как в разрезе Усть-Ода значения магнитной восприимчивости в 3–6 раз выше. Кроме того, в почвенных горизонтах разреза Усть-Ода практически отсутствует частотно-зависимая часть магнитной восприимчивости, тогда как в разрезе Мальта FD достигает 4 %, а в разрезе Новоразводная — 6 %. Такие различия свидетельствуют о различиях в механизмах формирования магнитных свойств и, соответственно, в обстановках осадконакопления при формировании отложений Усть-Одинского разреза и разрезов Мальта и Новоразводная, о чем косвенно свидетельствует большая мощность осадков и присутствие делювиальных отложений в разрезе Усть-Ода. Целью данной работы являлось выяснение природы этих различий по петромагнитным данным.

Петромагнитные исследования включали термомагнитный анализ в модификациях $J_s(T)$ и $K(T)$ и изучение гистерезисных параметров, измеренных с помощью коэрцитивного спектрометра J_meter (КПФУ, Казань). Использовались следующие параметры: остаточная намагниченность насыщения (J_{rs}), намагниченность насыщения после исключения парамагнитной составляющей (J_s), парамагнитная (K_{par}) и ферромагнитная (K_{fer}) составляющие магнитной восприимчивости, коэрцитивная сила после исключения парамагнитной составляющей (B_c), остаточная коэрцитивная сила (B_{cr}), показатель магнитной жесткости ($S = J_{rs(-300\text{ мТл})} / J_{rs(700\text{ мТл})}$), относительный размер магнитного зерна (K_{fer}/J_{rs}), показатель содержания суперпарамагнитных зерен (J_s/K_{fer}). Интерпретация результатов выполнена по общепринятым методикам [1] с учетом закономерностей, выявленных на лессовидных породах Западной Сибири [3, 4].

По данным термомагнитного анализа состав магнитной фракции практически одинаков, основным магнитным минералом является магнетит с примесью маггемита и гематита. Содержание гематита не велико и его вклад в магнитные свойства осадков незначителен. Гематит присутствует, в основном, в палеопочвенных горизонтах, о чем свидетельствуют пониженные значения параметра S (в отдельных горизонтах до 0,85). В целом, судя по значениям коэрцитивных сил B_c и B_{cr} магнитные минералы в разрезе Усть-Ода более магнитомягкие ($B_c = 5\text{--}7\text{ мТл}$; $B_{cr} = 35\text{--}45\text{ мТл}$), чем в разрезах Мальта и Новоразводная. $B_c = 7\text{--}12\text{ мТл}$; $B_{cr} = 40\text{--}60\text{ мТл}$). Более существенные различия отмечаются для концентрационных параметров — в среднем в разрезе Усть-Одинский значения J_{rs} в 1,2, а значения J_s в 2,5 раза выше, чем в разрезах Новоразводная и Мальта. Такое увеличение намагниченности связано с

увеличением ферромагнитной фракции, при этом парамагнитный вклад в магнитные свойства отложений Усть-Ода даже ниже, чем в других разрезах, исключение представляют только образцы из педокомплекса P1, парамагнитная восприимчивость которых прямо пропорциональна K_{fer} (рис. 2а).

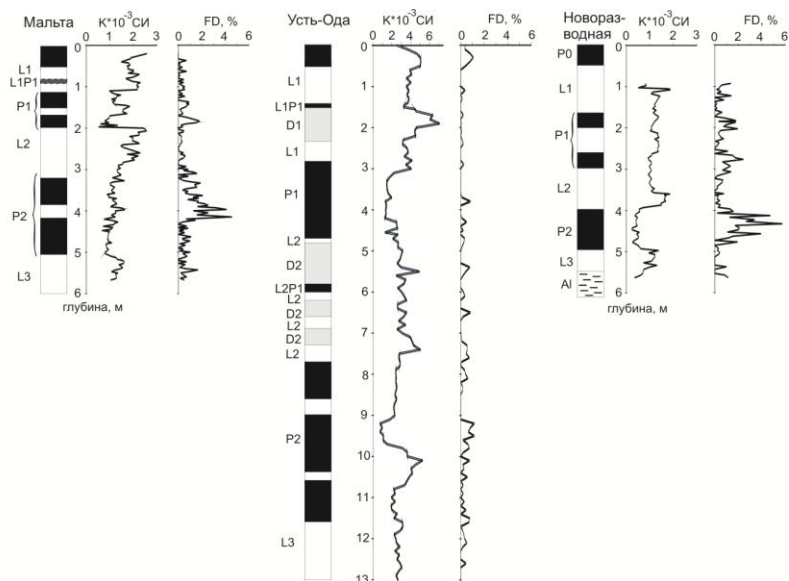


Рис. 1. Литостратиграфия и магнитные характеристики разрезов. Условные обозначения L - лессы, P - ископаемые почвы, D - делювий, Al- аллювий.

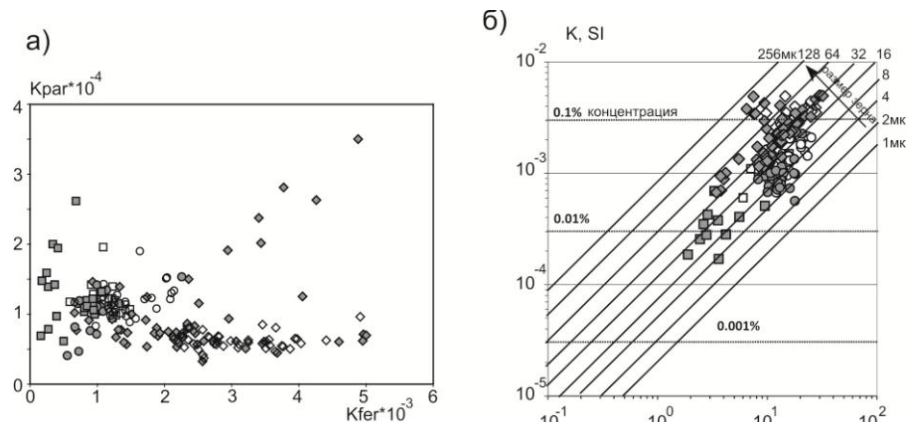


Рис. 2. Концентрационные магнитные параметры и размер магнитных зерен: а) зависимость между парамагнитной и ферромагнитной составляющими магнитной восприимчивости; б) диаграмма Томпсона-Олдфилда [8]. Светлые символы — лессы, темные — палеопочвы. Квадраты — разрез Новоразводная, круги — разрез Мальта, ромбы — разрез Усть-Ода.

Таким образом, для разреза Усть-Ода можно предполагать дополнительный источник ферромагнитного материала, обусловивший повышенные значения концентрационных магнитных параметров в этих отложениях. В соответствии со значениями K_{fer} , концентрация магнетита в отложениях разреза Усть-Ода превышает 0,1%, в отложениях разреза Мальта ~0,05%, а в самых слабомагнитных палеопочвах разреза Новоразводная порядка 0,01% (рис. 3). Различается и размер магнитного зерна. По отношениям J_{rs}/J_s и V_{cr}/V_c все отложения характеризуются многодоменным состоянием магнитных зерен, однако на диаграмме Томсона-Олдфилда [8] видно (рис. 2б), что размеры магнитных зерен в отложениях разрезов Мальта и Новоразводная, как правило, меньше 32 мкм, а в разрезе Усть-Ода, размеры зерен больше 32 мкм (до 256 мкм). Это подтверждается и значениями параметра K_{fer}/J_{rs} (прямо пропорционален эффективному размеру магнитного зерна) — для разреза Усть-Одинский он в 2 раза выше, чем для разрезов Мальта и Новоразводная. Это означает, что дополнительный источник поставлял в отложения Усть-Оды магнитный материал более крупной размерности, чем в отложения разрезов Мальта и Новоразводная. Как было сказано выше, суперпарамагнитные зерна, в осадках разреза Усть-Ода по значениям $FD\%$ не фиксируются, но это не значит, что их нет вообще. Значения показателя содержания суперпарамагнитных зерен J_s/K_{fer} для ископаемых почв разреза Усть-Ода на 10–15 % выше, чем в ископаемых почвах двух других разрезов. То есть, суперпарамагнитные частицы присутствуют в палеопочвах всех трех разрезов примерно в равном количестве. Их неудачная диагностика в Усть-Одинском разрезе, по всей видимости, может быть связана с высокой концентрацией многодоменных частиц (процент FD окажется очень малым на фоне высоких значений K).

Положение Усть-Одинского разреза между разрезами Новоразводная и Мальта не позволяет предполагать, что поступление большого количества крупнозернистого магнитного материала происходило в результате ветровой деятельности в пределах Иркутско-Черемховской равнины или транспортировался рекой Ангара. Скорее всего, местным источником являлись аллювиальные отложения р. Китой (на берегу которой расположен разрез Усть-Ода), при перевевании которых и формировались Усть-Одинские осадки. Магнитный материал поступал в аллювиальных отложения в результате сноса с горных сооружений Восточного Саяна, где находятся истоки р.Китой (рис. 3). Возможно какая-то часть магнитного материала транспортировалась дальше водами р.Ангара до разреза Мальта, что обусловило несколько более высокие магнитные свойства слагающих его осадков по сравнению с разрезом Новоразводная.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты №№ 13-05-00130, 12-05-31214.



Рис. 3. Вероятное положение источника ферромагнитного материала (звезда) и пути транспортировки (стрелки) при формировании разреза Усть-Ода.

1. *Evans M. E., Heller F.* Environmental Magnetism. New York: Academic Press. 2003. 299 p.
2. *Chlachula J., Rutter N.W., Evans M. E.* A late Quaternary loess-paleosol record at Kurtak, southern Siberia // *Can. J. Earth Sci.* 1997. Vol. 34. P. 679–686.
3. *Матасова Г. Г., Казанский А. Ю., Зыкина В. С.* Наложение "алыскинской" и "китайской" моделей записи палеоклимата в магнитных свойствах отложений верхнего и среднего неоплейстоцена на юге Западной Сибири // *Геология и геофизика* 2003. Т. 44, № 7. С. 638–651.
4. *Matasova G. G., Kazansky A. Yu.* Magnetic properties and magnetic fabrics of Pleistocene loess/palaeosol deposits along west-central Siberian transect and their palaeoclimatic implications // *Magnetic Fabric: Methods and Applications*. Geological Society, London, Special Publications. London, 2004. V. 238. P. 145–173.
5. *Воробьева Г. А.; Медведев Г. И.* Субаэральное позднечетвертичные отложения и стратиграфия палеолитических находок Южного Приангарья // *Вопросы геологии и палеографии Сибири и Дальнего Востока*. Иркутск, 1985. С. 71–84.
6. *Щетников А. А., Клементьев А. М., Семеней Е. Ю., Сизов А. В., Филинов И. А., Никитёнок В. В.* Ископаемая фауна млекопитающих Усть-Одинского местонахождения (верхний плейстоцен, Предбайкалье) // *Байкальский зоологический журнал*. 2012. Т.10. №2. С. 5–12.
7. *Казанский А. Ю., Ряценко Т. Г., Матасова Г. Г., Акулова В. В., Ухова Н. Н.* Петромагнетизм субаэральных отложений Прибайкалья (опорный разрез у п. Новоразводная, р-н г. Иркутска) // *Геофизический журнал*. – 2006. – Т. 28. № 5. – С. 335–343.
8. *Thompson R., Oldfield F.* Environmental magnetism. London: George Allen and Unwin, 1986. 227 p.

Оценки для индуцированной намагниченности магнитоактивного слоя Земли

Ф. Х. Каримов

Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН Таджикистана, Душанбе

В настоящей работе рассматриваются вклады в магнитное поле Земли, создаваемые той частью магнитоактивного слоя, которая обусловлена индуктивной намагниченностью пород в магнитном поле Земли [1–4]. Изучение свойств магнитоактивного слоя признаны важными для идентификации пьезомагнитных эффектов земной коры, сопровождающих сеймотектонические процессы [2, 4]. Определение динамики индуктивной намагниченности земной коры важно и для решения фундаментальных проблем геофизики и геодинамики для идентификации так называемого западного дрейфа магнитного поля Земли, который многие исследователи связывают с различиями в скоростях вращения земного ядра и оболочки [5]. Индуктивная намагниченность магнитоактивного слоя, возможно, также играет большую роль в возникновении различных аномалий геомагнитного поля вследствие так называемого эффекта Гопкинсона в условиях литосферы — явления роста магнитной восприимчивости ферро- и ферритмагнетиков при их нагревании до температуры Кюри, который как показали лабораторные измерения, может составлять десятки раз [6].

В стандартной модели строения Земли [7] континентальная земная кора представлена почти горизонтальными осадочным, гранитным и базальтовым слоями, которые подстилаются снизу верхней мантией. У океанической коры гранитного слоя нет и базальтовый лежит непосредственно ниже относительно тонкого осадочного слоя. Температурные градиенты литосферы в среднем составляют 20–30 градусов на км, и поэтому на глубинах 30–50 км температуры горных пород превышают наибольшие температуры П.Кюри, которые равны 300–675 °С [1–4]. Породы слоя верхней части литосферы глубиной до 30–50 км обладают остаточной, индуктивной и другими видами намагниченностей, которые на порядки величин превышают намагниченности в основном парамагнитных осадочных и вулканогенных пород самой верхней земной коры и нижней части консолидированной коры и верха мантии [3]. Наиболее магнитная, внешняя часть литосферы толщиной 30–50 км, называется магнитоактивным слоем. Магнитная восприимчивость горных пород осадочного покрова обычно не превышает 10^{-6} ед. СГС. Верхний гранитный слой континентальной коры толщиной 8–10 км содержит аксессуарные магнитные минералы и поэтому средняя остаточная намагниченность пород находится в пределах 10^{-5} – 10^{-3} ед. СГС. Намагниченность нижнего гранитного и верхнего базальтового слоёв составляет обычно 10^{-6} – 10^{-5} ед. СГС. Ниже, на глубинах 50–200 км, залегает астеносфера, материал которой в основном парамагнитен.

Спутниковые и аэросъёмочные магниторазведочные методы дали возможность определить средние намагниченности земной коры для различных

территорий: Канады — 5 А/м (0,005 ед. СГС), Северо-Западной Германии — 2 А/м (0,002 ед. СГС), Украинского щита — 2–4 А/м (0,002–0,004 ед. СГС), США — 3,5 А/м (0,0035 ед. СГС) (см. обзор [8]). Аэромагнитные съёмки районов Центральной Азии показали, что геомагнитное поле здесь весьма неоднородно и изменяется в среднем в пределах первых сотен нТл [9, 10], что составляет первые единицы А/м (0,001 ед. СГС по порядку величины).

Рассмотрим идеальную модель индуктивной части намагниченности литосферы. На рис. представлена схема расположения магнитоактивного слоя Земли. Будем рассматривать модель в правых прямоугольных системах координат $Oxyz$ и $O\rho\theta\varphi$, определённых в соответствии со справочником [11]. Пусть локальная магнитная восприимчивость горных пород магнитоактивного слоя горизонтально однородна по каждой глубинной поверхности. Под действием главного магнитного поля породы приобретают наведённую, индуктивную намагниченность, имеющую вид [1–4]:

$$\mathbf{J} = |\chi| \cdot \mathbf{H}, \quad (1)$$

где \mathbf{J} — индуктивная намагниченность, \mathbf{H} — внешнее магнитное поле, $|\chi|$ — тензор магнитной восприимчивости пород, зависящей от глубины их залегания.

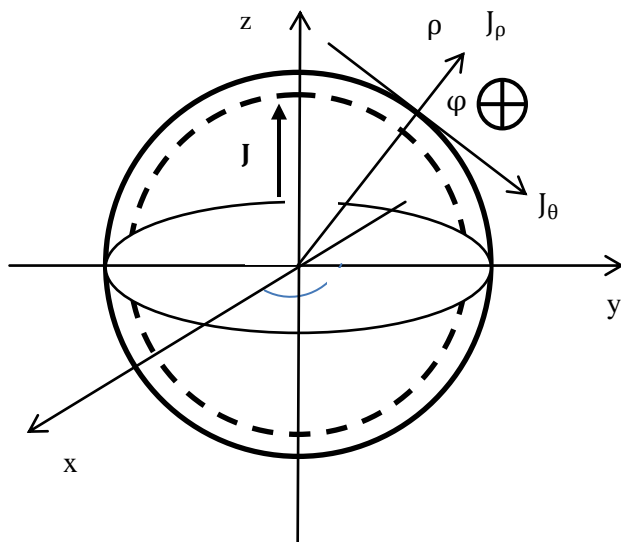


Рис. Схема расположения магнитоактивного слоя (между пунктирной линией и внешним контуром).

Тензорный характер магнитной восприимчивости отражает тот факт, что поверхностные σ объёмные γ магнитные «заряды» магнитоактивного слоя, равные соответственно, $\sigma = J_n$, J_n — нормальная составляющая вектора \mathbf{J} на поверхности этого слоя, и $\gamma = -\text{div} \mathbf{J}$ [4, 11], отклоняют векторы локальной намагниченности в некоторой точке от направления главного магнитного поля

Земли в этой точке. Оценим степени этого отклонения. Наибольшие отклонения можно ожидать в тех точках, в которых наибольшие эффекты размагничивания пород, то есть в местах полюсов. Принимая во внимание наибольшую возможную величину размагничивающего поля для однородно намагниченного шара, $-N \cdot J$, где N – размагничивающий фактор $(4/3)\pi$ [1,2,4], получаем для средней намагниченности земной коры 0,002–0,005 ед. СГС значение

$$N \cdot J \cong 0,008 - 0,02 \text{ Э},$$

которая на порядок величины меньше главного магнитного поля Земли 0,35–0,65 Э [1].

Сравнивая вклады магнитных зарядов в магнитное поле от поверхностных и магнитных «зарядов» со значениями главного магнитного поля Земли, можно заключить, что отклонения локальной намагниченности пород магнитоактивного слоя от локального вектора главного магнитного поля Земли в первом приближении пренебрежимо малы. Поэтому можно считать, что магнитная восприимчивость в выражении (1) представима в виде скаляра [1,2]:

$$J = \frac{\chi}{1 + \chi N} \cdot H. \quad (2)$$

Магнитное поле магнитоактивного слоя на внешней земной поверхности представим в виде суперпозиции полей магнитных «зарядов» внешней H_e и внутренней H_i поверхностей этого слоя:

$$H = H_e + H_i. \quad (3)$$

Как известно, в первом приближении радиальную и полярную компоненты главного магнитного поля Земли на внешней земной поверхности можно представить соответственно в виде [1]:

$$H_p = \frac{2M}{R^3} \cdot \cos \theta, \quad (4)$$

$$H_\theta = \frac{M}{R^3} \cdot \sin \theta, \quad (5)$$

где M – магнитный момент диполя главного магнитного поля Земли.

В силу симметрии распределения главного дипольного магнитного поля Земли азимутальная компонента равна нулю.

Тогда, приняв во внимание зависимости (2) и (4), можно найти нормальную компоненту локальной намагниченности –

$$J_n = \frac{\chi}{1 + \chi N} \cdot \frac{2M}{R^3} \cdot \cos \theta,$$

откуда следует, что распределение плотности магнитных зарядов на внешней поверхности магнитоактивного слоя эквивалентно распределению для сферически симметричного магнитного диполя [1,4] с магнитным моментом M_e , равным

$$M_e = \frac{2\chi N}{1 + \chi N} \cdot M.$$

Сравнение величин компонент индуктивного поля магнитоактивного слоя на внешней земной поверхности и главного дипольного магнитного поля Земли (4), (5) приводит к равенству

$$\frac{\Delta H_p}{H_p} = \frac{\Delta H_\theta}{H_\theta},$$

из которого следует, что отношения компонент не зависят от координат точек на внешней земной поверхности. Сравним значения в точке северного полюса, где величина магнитного поля Земли равна 0,65 Э [1]. После подстановки сюда известных значений –

$$\frac{\Delta H}{H} \cong 0,0003. \quad (6)$$

Модуль приращения геомагнитного поля за счёт индуктивной намагниченности магнитоактивного слоя увеличиваются широтно, от экватора до полюсов. Оценка (6) показывает, что наибольший прирост этого поля составляет 0,0002 Э (20 нТл), соответствующий по классификации [12, 13] слабомагнитным аномалиям, которые выделяются с помощью специальных методов высокоточной магниторазведки [4, 13, 14].

Очевидно, слабый прирост геомагнитных аномалий от индуктивной части магнитоактивного слоя обусловлен относительно низкой средней магнитной восприимчивостью пород этого слоя. Однако в районах месторождений магнитных полезных ископаемых, где восприимчивости могут достигать значений 0,1–2,0 ед. СГС и индуктивная намагниченность обычно выше и более стабильна к воздействиям внешних геофизических полей по сравнению с естественной остаточной намагниченностью [13]. Геомагнитные аномалии от индуктивной намагниченности, как показывают оценки, выполненные с помощью соотношения (6), могут превосходить магнитное поле Земли. Повышенных значений магнитной восприимчивости глубоководных пород магнитоактивного слоя, близко залегающих к изотермам Кюри, и соответствующих магнитных аномалий на внешней земной поверхности можно ожидать и из-за проявления эффекта Гопкинсона [6]. Места с повышенными магнитными восприимчивостями пород представляют собой естественные усилители геомагнитных полей. Они могут служить индикаторами для обнаружения глубоководных геодинамических процессов, таких, например, как опережающее вращение ядра относительно оболочки [5], вариации неоднородностей вещества на границе ядра и оболочки в слое D" [7,16], а также движений мантийных плюмов и струй [16–18].

1. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: Ленинградский университет, 1978, 592 с.
2. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: «Мир», 1965, 346 с.
3. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. Гл. ред. В.В. Федьинский, М.: «Недра», 1976, 527 с.
4. Каримов Ф.Х. Вопросы теории магнетизма горных пород и тектономагнетизма. Автореф. дисс. уч. ст. докт. физ.-мат. н. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 1993, 29 с.
5. Song X., Richards P. Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core. Nature, v. 382, p. 221–224, 1996.
6. J. Kiss, L. Szarka, E. Pra'cser. Second-order magnetic phase transition in the Earth. Geophysical Research Letters, vol. 32, L24310, p.1–4, 2005.
7. Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М.: «Недра», 1971, 240 с.

8. *Печерский Д.М., Гениафт Ю.С.* Петромагнетизм континентальной литосферы и природа магнитных аномалий: обзор. Российский журнал наук о Земле, т.3, N2, 2001 (<http://rjes.agu.org>).
9. *Баратов Р.Б., Бослер Г.И., Беккер Я.А. и др.* Земная кора и мантия Таджикистана. Душанбе: «Дониш», 1981, 284 с.
10. *Таль-Вирский Б.Б.* Геофизические поля и тектоника Средней Азии. М.: «Недра», 1982, 271 с.
11. *Корн Г., Корн Т.* Справочник по математике. М.: Наука, 1977, 832 с.
12. *Ревякин П.С., Бродовой В.В., Ревякина Э.А.* Высокочастотная магниторазведка. М.: Недра, 1986, 272 с.
13. *Магниторазведка.* Справочник геофизика. Гл. ред. В.В. Федынский. М.: «Недра», 1980, 367 с.
14. *Каримов Ф.Х.* Опыт тектономагнитных исследований в Таджикистане. Труды ТУТ, вып.7, 2001. с.118–133.
15. *Каримов Ф.Х.* Tectonomagnetic effects in the Tajikistan's seismic regions. Вестник Российского университета дружбы народов. Серия: математика, информатика, физика. №3–4, 2007 г., с. 162–169.
16. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. Тр. ОИГГМ СО РАН, вып. 830, Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.
17. *Глико А.О., Грачев А.Ф.* О природе глубинных процессов, обуславливающих развитие областей внутриплитного магматизма и континентальных рифтов. Докл. АН СССР, т. 295, 1987, с. 64–67.
18. *Geoffrey F. Davies.* Mantle convection for geologists. Cambridge: “Cambridge University Press”, 2011, 232 pp.

Теория геомагнитных полосовидных и кольцеобразных аномалий

Ф. Х. Каримов

Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН Таджикистана, Душанбе

В работе рассматриваются модели и механизмы возникновения полосовидных и кольцевых магнитных аномалий, которые наблюдаются в районах развития различных геологических структур, например, рифтов, хребтов, даек, вулканов, магнитных и слабомагнитных месторождений полезных ископаемых, диапиров, карстов. Развита количественная физическая теория полосовидных и кольцевых геомагнитных аномалий, которая предлагается для применения в интерпретациях линейных и мозаичных геомагнитных аномалий при исследованиях геодинамических процессов и объектов: рифтогенеза, спрединга, субдукции, вулканизма, «горячих» точек, плюмов. Эта теория представляет также количественное обоснование для явления обращения намагниченности массивов горных пород и месторождений полезных магнитных ископаемых [1–4].

Качественные и количественные картины полосовидных и кольцевых геомагнитных аномалий, которые получены на основании полевых и лабораторных исследований, имеют как общие, так и индивидуальные характеристики. Поскольку любое намагниченное тело земной коры имеет, по крайней

мере, два магнитных полюса, то при определённых условиях от него могут наблюдаться знакопеременные магнитные аномалии на внешней земной поверхности. В частности, если геологическое магнитное тело имеет протяжённую, линейную форму, например, представляет собой горный хребет, то оно создаёт линейную, полосовидную аномалию. Или, например, это может быть соляной купол, создающий кольцевую или круговую магнитную аномалию. Такие магнитные аномалии обычны и часто встречаются в практике магниторазведочных работ. Однако особый интерес для геодинамики представляют полосовидные и кольцеобразные геомагнитные аномалии, встречающиеся в районах океанических рифтов и зонах субдукции. Именно обнаружение таких полосовидных и кольцеобразных геомагнитных аномалий стало одним из важнейших аргументов в обосновании теории тектонических плит.

Для анализа условий возникновения и существования полосовидных геомагнитных аномалий в работе рассматривается следующая модель. Магнитоактивный слой с однородной намагниченностью \mathbf{J} в виде полосы толщиной h и шириной L расположен в горизонтальной плоскости. \mathbf{H} – вектор локального магнитного поля Земли, $\Delta\mathbf{H}$ – аномальное магнитное поле, создаваемое этой полосой (рис.1). Будем считать, что полоса имеет вытянутую в горизонтальной плоскости форму и длина полосы много больше ширины L её толщины. Полоса создаёт размагничивающее поле в местах расположения её краевой части, которая может намагничиваться противоположно первичной намагниченности и противоположно внешнему геомагнитному полю.

Для нахождения условий возможности такого обращения намагниченности введём вспомогательную схему однородно намагниченного тела такой же формы, как исходного (рис.1). Тогда свободную энергию магнитостатических взаимодействий можно записать в виде:

$$W_m = W_0 + 4W_{ll} - W_{ll} + W_H, \quad (1)$$

где W_0 — свободная собственная магнитостатическая энергия однородно намагниченного тела, W_{ll} — собственная магнитостатическая энергия краевой части, W_{ll} — то же для взаимодействия первичной и краевой частей, W_H — магнитостатическая энергия первичной и краевой частей во внешнем магнитном поле \mathbf{H} .

Для оценки условий появления тонкого слоя толщиной l с противоположной намагниченностью с помощью (1) и представлений о размагничивающем факторе для тела в виде эллиптического цилиндра [5] получаются следующие нормализованные уравнения для полного термодинамического потенциала:

$$w = -\frac{l \cdot L}{L+h} + \frac{l^2}{l+h} + \frac{H}{4\pi J} \cdot l, \quad (2)$$

где J — модуль намагниченности \mathbf{J} .

Равновесное состояние рассматриваемой системы находится из условия минимума $w(2)$ по l . Поскольку необходимо знать начало появления обратно намагниченного слоя, то достаточно рассмотреть предельное состояние в этом минимуме при стремлении l к нулю. Тогда из (2) после взятия производной по l получается следующая зависимость между критическим отношением ширины полосы к её толщине и относительным магнитным полем —

$$\frac{L}{h} = \frac{\frac{H}{4\pi J}}{1 - \frac{H}{4\pi J}}, \quad (3)$$

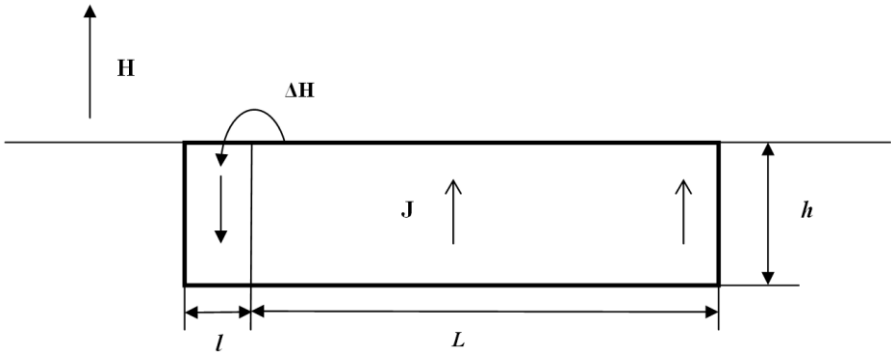


Рис. 1. Схема расположения полос с однонаправленной намагниченностью.

Наименьшее значение намагниченности, при которой возможно обращение намагниченности, определяется положительностью правой части (3). Во внешнем магнитом поле 0,5 Э значение этой намагниченности составляет около 0,04 ед. СГСМ.

График зависимости (3) представлен на рис. 2.

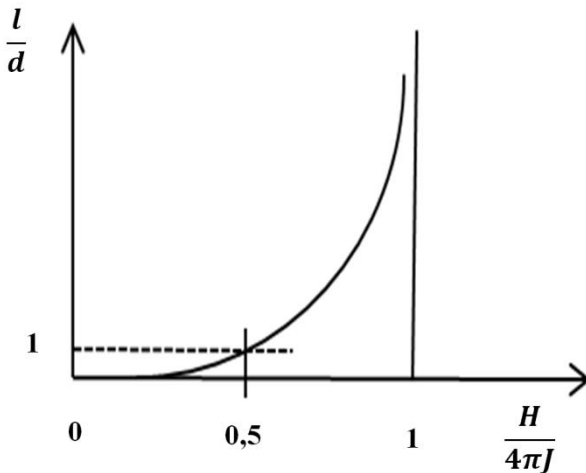


Рис. 2. График зависимости параметров зависимости (3).

График рис. 2. и Таблица показывают, что для больших значений намагниченностей появление обратно намагниченных пород возможно лишь при достаточной большой толщине магнитоактивного пласта.

Зависимость (3) представлена также в Таблице:

Таблица.

J ед. СГСМ	0,045	0,050	0,080	0,100	0,200	0,400	0,500
$\frac{L}{h}$	12	5	1	0,6	0,25	0,12	0,09

Значения намагниченностей, приведённые в Таблице, намного превышают среднюю намагниченность земной коры, которая составляет тысячные доли ед. СГСМ [6]. Такие намагниченности пород редко встречаются в районах океанических рифтов [1], по крайней мере в поверхностных, неглубоких слоях, однако характерны для магнитных месторождений, где наблюдаются полосовые и мозаичные аномалии [2], в том числе обусловленные обращениями намагниченности пород.

В представлении краевой полосы в виде узкого эллиптического цилиндра толщиной l порядка 100 м (рис. 1), при толщине пласта 10 км, геомагнитная аномалия полосы достигает 0,001 Э. Аномалии такой величины наблюдаются в районах океанических рифтов [3].

Рассмотрение кольцевидных геомагнитных аномалий проводится аналогично выполненным для полосовидных. Результаты этих двух исследований качественно совпадают друг с другом.

1. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика)*. Справочник геофизика. Гл. ред. В.В. Федьинский, М.: «Недра», 1976, 527 с.
2. *Магниторазведка*. Справочник геофизика. Гл. ред. В.В. Федьинский. М.: «Недра», 1980, 367 с.
3. Tivey, Maurice A., H. Paul Johnson, Corinne Fleutelot, Stefan Hussenoeder, Roisin Lawrence, Cheryl Waters, Beecher Wooding. October 1, 1998. Direct measurement of magnetic reversal polarity boundaries in a cross-section of oceanic crust. *Geophysical Research Letters*, Vol. 25, No. 19, pp. 3631–3634.
4. *Каримов Ф.Х.* Самообращение намагниченности горных пород: количественная физическая модель. Материалы международной конференции, посвященной 100-летию академика С.У.Умарова «Современные проблемы физики», г. Душанбе, 7–8 ноября 2008 г. Душанбе: Дониш, 2008, с.24–29.
5. Neel L. L'inversion de l'aimantation permanente des roches. *Annales de Geophysique*, vol. 7, №2, p. 90–102, 1951.
6. *Печёрский Д.М., Геншафт Ю.С.* Петромагнетизм континентальной литосферы и природа магнитных аномалий: обзор. *Российский журнал наук о Земле*, т.3, N2, 2001 (<http://rjes.agu.org>).

Новые определения палеонапряженности кампана–маастрихта

А. Ю. Куражковский, Н. А. Куражковская, Б. И. Клайн

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок

Накопление морских осадочных толщ мелового возраста, как правило, происходило неравномерно и с перерывами. Это явилось серьезным препятствием при осуществлении подробных реконструкций поведения палеонапряженности различных интервалов мелового периода. Частично решить проблему полноты информации о поведении палеонапряженности позволяет ее исследование по различным одновозрастным осадочным толщам. В настоящем сообщении нами предпринята попытка реконструкции палеонапряженности кампана — раннего маастрихта по отложениям, отобраным на территории Саратовской области (п. Пудовкино, с. Нижняя Банновка) и западной Туркмении (разрез Туаркыр). Эти отложения вскрыты естественными обнажениями и ранее были хорошо изучены био- и магнитостратиграфическими методами [1–3]. Коллекции образцов были предоставлены нам для дальнейших исследований сотрудниками Саратовского государственного университета.

Отложения, отобранные в Саратовской области, сложены преимущественно карбонатным слабомагнитным (10^{-4} А/м – 10^{-5} А/м) материалом. Как показали микронзондовые исследования, основным носителем остаточной намагниченности этих отложений были минералы, предположительно, космогенного происхождения (железо, никель, интерметалиды, магнетитовые шарики). Остаточная намагниченность отложений разреза Туаркыр, в основном, связана с терригенными минералами титаномагнетитового и ильменитового ряда. При температуре термической чистки выше 250 °С остаточная намагниченность становилась однокомпонентной. При термической чистке 250 °С обнаруживались интервалы прямой и обратной полярности.

Поведение палеонапряженности идентифицировалось с поведением параметра $R_{ns} = NRM/SIRM$, где NRM — естественная остаточная намагниченность после термической чистки, $SIRM$ — остаточная намагниченность насыщения. Как видно из рис. 1, поведение палеонапряженности в кампана и раннем маастрихте различалось. Средние значения и амплитуда вариаций палеонапряженности в кампана были выше, чем в раннем маастрихте. В Таблице указаны средние значения, доверительные интервалы оценки средних значений R_{ns} и дисперсии палеонапряженности в исследованных временных интервалах.

Проведение калибровки R_{ns} по методикам, описанным в [4], позволило сделать оценки изменений средних значений палеонапряженности кампана–маастрихта относительно напряженности современного геомагнитного поля (H_0), принятого нами равным 40 мкТл. Так, средние значения палеонапряженности в начале маастрихта были $0.35H_0$ (разрез Пудовкино) и $0.5H_0$ (разрез Банновка). Средние значения палеонапряженности в кампана были $1H_0$ (разрез Банновка) и $0.75H_0$ (разрез Туаркыр).

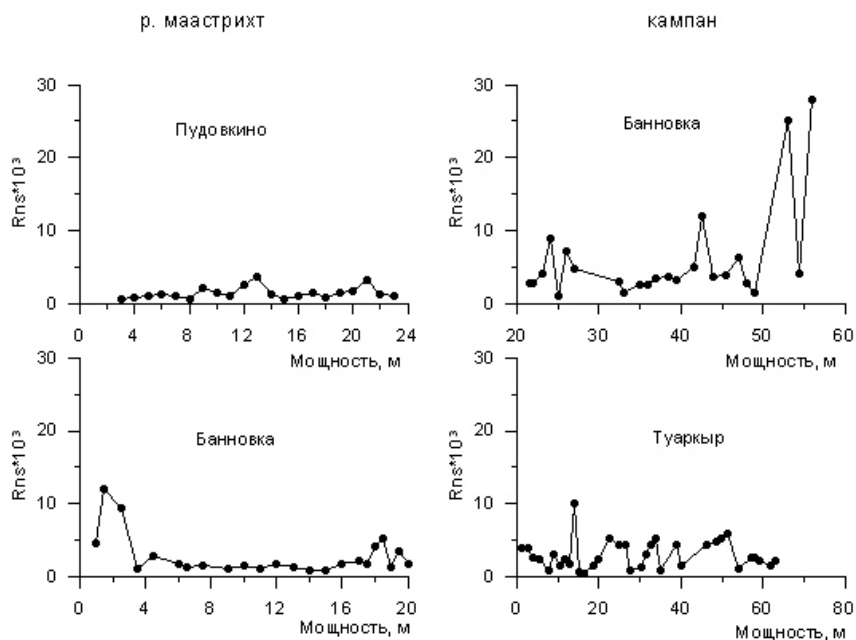


Рис. 1. Фрагменты палеонапряженности кампана – раннего маастрихта.

Таблица. Сравнение палеонапряженности кампана–раннего маастрихта.

	Ранний маастрихт	Кампан
n	45	57
$Rns_{cp.}$	2.58×10^{-3}	4.42×10^{-3}
$\alpha 95\%$	0.65×10^{-3}	1.05×10^{-3}
σ	3.43×10^{-3}	4.08×10^{-3}

Примечание: n — количество исследованных горизонтов, $Rns_{cp.}$ — среднее значение параметра Rns, $\alpha 95\%$ – 95% доверительный интервал оценки средних значений Rns, σ — дисперсия Rns.

Относительно высокие значения палеонапряженности обнаружены в начале и в конце раннего маастрихта, а также в начале и в конце кампана. Имеющиеся материалы пока не позволяют сделать уверенное заключение о количестве и интенсивности всплесков палеонапряженности. Прежде всего, это связано с кратковременностью всплесков и неполной информацией о палеомагнитной истории, которую можно получить по отдельным осадочным толщам. Тем не менее, вывод о том, что напряженность геомагнитного поля в кампане была выше, чем в раннем маастрихте статистически обоснован (Таблица). Кроме того, амплитуда вариаций палеонапряженности (которая связана с величиной дисперсии) в кампане также была выше, чем в раннем маастрихте.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00348).

1. *Бондаренко Н.А.* О распространении зоны *Belemnella Lichavi* в Саратовском Поволжье. Вопросы стратиграфии и палеонтологии. Изд-во Саратов. ун-та. 1978. Вып. 3. С. 35–51.
2. *Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Фомин В.А.* Магнитостратиграфическая шкала меловой системы: современное состояние, проблемы построения и перспективы развития // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии / Ред.Е.М. Первушов. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та. 2007. С. 69–86.
3. *Фомин В. А., Гончаренко О. П., Жуков А. Н., Маникин А. Г., Пименов М. В., Решетников М. В.* Петромагнитная и минералогическая характеристика разреза верхнемеловых отложений села Пудовкино (Саратовский район) // Недра Поволжья и Прикаспия. 2006. Вып. 47. С. 37–45.
4. *Kurazhkovskii A. Yu., Kurazhkovskaya N. A., Klain B. I.* Calibration of geomagnetic paleointensity data based on redeposition of sedimentary rocks. *Phys. Earth Planet. Inter.* 2011. V. 189(1–2). P. 109–116.

Новые данные о динамике пермо-триасового магматизма на Сибирской платформе по результатам палеомагнитных исследований траппов центральной части Тунгусской синеклизы

А. В. Латышев^{1,2}, Р. В. Веселовский^{1,2}, В.Э. Павлов¹

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

²*Геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва*

В настоящее время большое внимание уделяется исследованиям крупных магматических провинций (Large Igneous Provinces). Такие провинции вызывают интерес как с фундаментальной, так и с прикладной точки зрения. Во-первых, выявление причин и механизмов формирования крупных магматических провинций важно для понимания глубинной геодинамики Земли. Во-вторых, крупнейшие медно-никелевые и платиноидные месторождения мира приурочены именно к областям внутриплитного магматизма. Наконец, широко обсуждается гипотеза о возможной связи между катастрофическими вспышками вулканизма и глобальными биогическими кризисами.

Недавние исследования крупных магматических провинций позволили на основании геохронологических и палеомагнитных данных установить, что длительность основной фазы магматизма не превышает 1–2 млн. лет [1], при этом вулканическая активность носит пульсационный характер [2]. Объектом изучения авторов данной работы является Сибирская трапповая провинция, которая считается крупнейшей областью внутриплитного магматизма в фанерозое. Ранее по результатам палеомагнитных исследований было установлено, что вулканическая деятельность на севере провинции (Норильский и Маймеча-Котуйский районы) протекала в форме кратких и интенсивных вспышек активности, разделенных более длительными периодами покоя [3].

Подобный характер носил и интрузивный магматизм на юге провинции, в Ангаро-Тасеевской впадине, при этом основная фаза магматизма на севере и на юге провинции происходила синхронно [4]. В данной работе планировалось проанализировать палеомагнитные данные по центральной части провинции и сопоставить их с полученными ранее.

Объектом данного исследования послужили траппы центральной части Тунгусской синеклизы в районе р. Нижней Тунгуски: лавовые потоки нидымской и кочечумской свит, туфогенные отложения корвунчанской свиты и интрузивные тела, секущие вулканогенный разрез. Общее количество палеомагнитных образцов составило около 300, опробованных магматических тел — 23. Все образцы подверглись детальной температурной чистке до 450–640 °С в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН.

Вулканогенный разрез центральной части Тунгусской синеклизы включает 5 свит суммарной мощностью до 2 км. Нижние свиты — тутончанская и корвунчанская — представлены туфами и вулканогенно-осадочными породами, верхние — нидымская, кочечумская и ямбуканская — лавами базальтового состава. Особенностями данного района Сибирской трапповой провинции по сравнению с изученными ранее Норильским и Маймеча-Котуйским являются абсолютно однородный базальтовый состав лав и наличие в лавовой толще прослоев осадочных пород мощностью до 15 м, указывающих на значительные перерывы в вулканической деятельности. Кроме того, можно отметить такую неблагоприятную особенность, как отсутствие полного обнаженного разреза туфо-лавовой толщи, вследствие чего отбор можно было осуществить лишь фрагментарно. Были опробованы 8 лавовых потоков нидымской свиты, 3 потока кочечумской свиты, пачки осадочных пород (алевролитов и аргиллитов) в обеих свитах и 4 сайта туфогенных отложений, относящихся к корвунчанской свите.

Большая часть лавовых потоков и осадочные породы **нидымской свиты** характеризуются ясным палеомагнитным сигналом и демонстрируют 2 компонента остаточной намагниченности: низкотемпературную (0–250 °С), которая интерпретируется как современная, и высокотемпературную, размагничивающуюся к 550–625 °С. Все лавовые потоки и осадки намагничены в прямой полярности; по всем потокам были выделены средние палеомагнитные направления, которые образуют довольно кучную группу. Отдельные соседние лавовые потоки имеют статистически неразличимые средние направления и могут быть объединены в локальные «пульсы».

В **кочечумской свите** качество палеомагнитной записи варьирует в разных потоках, однако в целом является удовлетворительным. Характеристическая компонента намагниченности разблокируется к 400–580 °С в лавах и 550–640 °С в осадках. Все лавовые потоки и пачка алевролитов намагничены в прямой полярности. Нужно отметить, что алевролиты имеют статистически различные палеомагнитные направления с вышележащим лавовым потоком, то есть осадки не подверглись температурному перемагничиванию даже в 0,5–1,5 м от подошвы потока. В то же время средние направления алевроли-

тов и нижележащего лавового потока статистически неразличимы ($\gamma/\gamma_{кр}=0.87/18.56$), что позволяет предположить очень быстрое накопление осадков после извержения лавового потока.

В опробованных 4 сайтах туфов и туффигов **корвунчанской свиты** качество палеомагнитного сигнала варьирует от отличного до абсолютно неинтерпретируемого. В единственном сайте, для которого удалось рассчитать среднее направление, высокотемпературная компонента остаточной намагниченности характеризуется блокирующими температурами 550–620 °С и прямой полярностью.

Таким образом, большая часть вулканогенного разреза района Нижней Тунгуски (от верхов корвунчанской свиты до кочечумской включительно) сформировалась в течение одного эпизода прямой полярности, согласно геохронологическим и палеонтологическим данным, в раннем триасе [5]. Нужно отметить, что на данный момент мы не можем ни подтвердить, ни опровергнуть информацию о наличии интервалов обратной полярности в лавах самой молодой в лавовом разрезе ямбуканской свиты и вулканогенно-осадочных породах самой древней тунганской свиты [6].

Нами были получены палеомагнитные данные по 6 интрузивным телам в долине Нижней Тунгуски. Интрузивы представляют собой дайки, силлы и дифференцированные линейные и штокообразные тела, локализованные в вулканогенной толще. Распределение средних палеомагнитных направлений по интрузивам позволяет четко выделить две дирекционные группы.

Первая группа включает в себя 2 интрузива долеритов: силл, внедренный в лавы нирымской свиты, и дайку, секущую корвунчанскую свиту. Эти тела характеризуются качественным палеомагнитным сигналом, намагничены в прямой полярности и демонстрируют статистически неразличимые направления с лавами кочечумской свиты (Табл. 1). Вероятно, интрузивы этой группы представляют собой подводящие каналы к вулканитам кочечумской свиты. Если учесть положение вышеупомянутого силла в разрезе туфолоавовой толщи близ г. Тура, то можно оценить глубину становления интрузива как 0,5–1 км.

Вторая группа включает 4 дифференцированных интрузива от долеритового до габбро-сиенитового состава, которые представляют самый поздний эпизод магматической активности в рассматриваемом районе. Эти тела прорывают всю лавовую последовательность, включая самую верхнюю ямбуканскую свиту, и согласно данным Государственного геологического картирования масштаба 1:200000 считаются среднетриасовыми. Дифференцированные интрузивы характеризуются сложным палеомагнитным сигналом. Во всех телах можно выделить 2 компоненты остаточной намагниченности, помимо современной: среднетемпературную обратной полярности (300–550 °С) и высокотемпературную прямой полярности (500–625 °С). Среднетемпературная компонента присутствует во всех образцах, высокотемпературная с различной степенью уверенности выделяется примерно в 30% случаев. Обе компоненты характеризуются значительным разбросом направлений даже внутри сайтов. В качестве характеристической рассматривалась присутст-

вующая повсеместно компонента обратной полярности, хотя происхождение высокотемпературной компоненты в этом случае остается неясным. Нельзя исключать и вариант, согласно которому высокотемпературная компонента является первичной, а среднетемпературная представляет собой результат вторичного прогрева и перемагничивания. Впрочем, природа этого гипотетического прогрева не ясна, учитывая, что более поздние магматические события в этом районе не известны.

Таблица 1. Средние направления по свитам и дирекционным группам интрузивов.

объект	N	DecS	IncS	K	$\alpha 95$
Нидымская свита	9	126.5	71.4	36.3	8.7
Кочечумская свита	4	65.4	83.6	56.4	12.3
Интрузивы, группа 1	2	41.3	81	563.3	10.5
Интрузивы, группа 2	4	241.6	-63.3	89.4	9.8
N — количество потоков/интрузивов; DecS/IncS — склонение/наклонение в стратиграфической системе координат; K и $\alpha 95$ — параметры статистики Фишера.					

Если рассчитать средний полюс по всем сайтам, исключая интрузивы группы 2 (всего 16 сайтов), то полученный полюс ($P_{long}=134.2$; $P_{lat}=50.5$; $A95=10.9$) оказывается близок к трапповому полюсу NМК, рассчитанному для вулканитов Норильского и Маймеча-Котуйского районов, и очень близок к среднему полюсу по интрузивам Ангаро-Тасеевской впадины [4] (см., рис. 1). В то же время средний полюс по интрузивам группы 2 оказывается существенно отличным от всех вышеуказанных. Это можно объяснить либо значительно более молодым возрастом этой группы интрузивов (средний триас?), либо, что представляется более вероятным, краткостью магматического события и, как следствие, недостаточным усреднением вековых вариаций.

Близость полученного среднего полюса по Нижне-Тунгусскому району к палеомагнитному полюсу NМК является аргументом в пользу усреднения вековых вариаций при формировании вулканогенного разреза Нижней Тунгуски. Разброс виртуальных геомагнитных полюсов, рассчитанный для данного разреза, с учетом доверительных интервалов соответствует ожидаемому согласно модели ТК04 [7] (рис. 2). Это также свидетельствует в пользу усреднения вековых вариаций. Основываясь на существующих оценках времени, необходимого для усреднения вековых вариаций [8], можно предположить, что длительность формирования рассматриваемой части нижне-тунгусского разреза составляла не менее 10–100 тыс. лет. В то же время, если учитывать продолжительность интервалов прямой полярности в нижнем триасе согласно [9], извержение исследуемой части туфолавоваы толщы произошло не более чем за 500–600 тыс. лет.

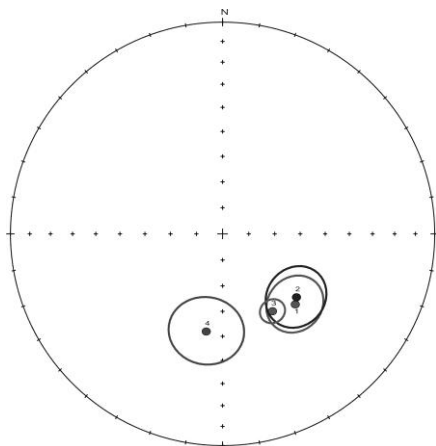


Рис. 1. Сравнение средних полюсов Нижне-Тунгусского района с другими трапповыми полюсами. 1 — средний полюс по всем сайтам района Нижней Тунгуски; 2 — средний полюс по Ангаро-Тасеевской впадине [4]; 3 — палеомагнитный полюс NМК; 4 — средний полюс по интрузивам группы 2.

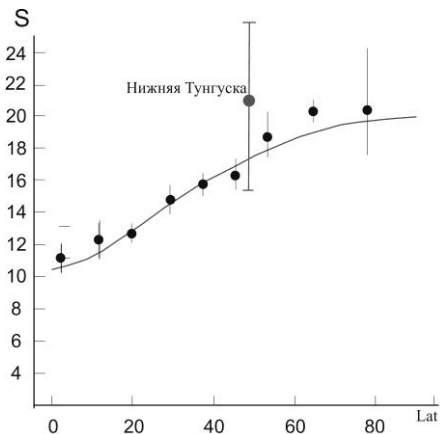


Рис. 2. Разброс виртуальных геомагнитных полюсов для вулканогенного разреза Нижней Тунгуски. Зависимость разброса VGP (S) от широты согласно модели [7; 10].

Таким образом, по результатам палеомагнитных исследований можно сделать следующие выводы:

1) Формирование большей части вулканогенного разреза центральной части Тунгусской синеклизы произошло в течение одного интервала прямой полярности. Длительность вулканизма составляла сотни тысяч лет.

2) Рассмотренные интрузивы в районе р. Нижней Тунгуски можно разделить на 2 группы, соответствующие 2 магматическим событиям: субвулканические тела долеритов, одновозрастные кочечумской свите и дифференцированные интрузивы, представляющие последний всплеск магматической активности в регионе.

3) Ограниченный набор данных не позволяет выделить кратковременные очень интенсивные события, подобные вулканическим пульсам в лавовых разрезах Норильского и Маймеча-Котуйского районов или внедрению крупных силлов Ангаро-Тасеевской впадины. Выявляются лишь отдельные локальные пульсы в нидымской и кочечумской свите. Возможно, внедрение обратно намагниченных интрузивов группы 2 является таким крупным магматическим событием, однако для подтверждения этого необходимы дополнительные исследования таких интрузивов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-31447.

1. Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the

- Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 214. P. 75–91.
2. *Chenet A.L., Fluteau F., Courtillot V., Gerard M., Subbarao K.V.* Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: Results from a 1200 m thick section in the Mahabaleshwar escarpment // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. B04101, doi:10.1029/2006JB004635.
 3. *Павлов В.Э., Флуто Ф., Веселовский Р.В., Фетисова А.М., Латышев А.В.* Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинций. *Физика Земли*, 2011, №5. с. 35–50.
 4. *Латышев А.В., Веселовский Р.В., Иванов А.В., Фетисова А.М., Павлов В.Э.* Свидетельства кратких интенсивных пиков магматической активности на юге Сибирской платформы (Ангаро-Тасеевская впадина) на основании результатов палеомагнитных исследований. *Физика Земли*. 2013, №6, с. 77–90.
 5. *Reichow M.K., Pringle M.S, Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Y., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Y., Scott R.A., Saunders A.D.* The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis. *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 277, P. 9–20.
 6. *Сидорас С.Д.* Магнетизм вулканогенных образований Тунгусской синеклизы и его значение при геологических исследованиях. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Ленинград, 1984. 206 с.
 7. *Tauxe L., Kent D.V.* A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: Was the ancient magnetic field dipolar? *Timescales of the paleomagnetic field* / ed. by Channell J.E.T. et al. American Geophysical Union. 2004. V. 145. P. 101–116.
 8. *Tauxe L.* *Essentials of Paleomagnetism*. California university Press. 2010. 512 p.
 9. *Hounslow M., Muttoni G.* The geomagnetic polarity timescale for the Triassic: linkage to stage boundary definitions. 2010. In: *The Triassic timescale*. London : Geological Society of London p. 61–102.
 10. *McElhinny M.W., McFadden P.L.* Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database. *Geophysical Journal International*. V. 131, Issue 2, p.240–252, 1997.

Магнитные свойства маркирующих прослоев тефры в позднечетвертичных отложениях Охотского моря

Г. Ю. Малахова¹, К. Ши (X. Shi)³, М. И. Малахов¹, А.Н. Деркачев²,
Й. Лью (Y. Liu)³, С. А. Горбаренко², Я. Л. Соляников¹, Т. Сакамото
(T. Sakamoto)⁴, Н. Харада (N. Harada)⁴

¹Северо-Восточный комплексный НИИ им. Н. А. Шило ДВО РАН, Магадан

²Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Магадан

³First Institute of Oceanography SOA, Qingdao, Kumai

⁴Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokosuka, Япония

Одним из надежных индикаторов проявления крупных эксплозивных извержений вулканов в пределах зоны перехода континент-океан являются прослои вулканического пепла (тефры), встречаемые как в отложениях суши, так и в осадочном чехле прилегающих морских бассейнов.

Четвертичные отложения Охотского моря в этом отношении до последнего времени оставались слабо изученными. На основе комплексных исследований пеплов было выделено 20 прослоев тефры разного состава и возраста (КО, TR(Zv), K2, K3, K4, K5, K6, MR1, MR2 (AL7.2a), Kc2-3, AL7.2b, AL7.4, MR3 (AL9.22), MR4 (AL9.24), AL10, T, Aso4, Md1, Md2, Md3) [9].

На рис. 1 показаны характерные признаки химического состава (на основе 1300 химических анализов) вулканических стекол из прослоев тефры Охотского моря. Полученные результаты позволили существенно дополнить данные по составу тефры Охотоморского региона, определить их возраст, провести для некоторых из них идентификацию с известными пеплопадами прилегающей суши. Наиболее уверенно идентифицируются прослои пепла (КО, TR(Zv), K2, Aso4, Kc2-3), для которых установлены источники пирокластического материала, которыми являются соответственно вулканы Курильского озера (Камчатка), Заварицкого (о. Симушир), Немо III (о. Онекотан), Асо (о. Кюсю), Кутчаро (о. Хоккайдо). Сделано предположение о влиянии эксплозий вулканов Срединного хребта Камчатки на формирование прослоев тефры AL7.4, AL7.2b, Md2. Уточнены и установлены ареалы пеплопадов ряда крупных эксплозивных извержений 274 вулканов Камчатки и Курильских островов. Для примера на рис. 2 приведена схема распределения тефры K2 и K3 извержений вулкана Немо [5].

За последние 6–8 лет, в ходе проведения нескольких совместных комплексных экспедиций (НИС «Mirai», «Yokosuka», «Академик М.А Лаврентьев») российскими, китайскими и японскими учеными в Охотском море геохимическими и петромагнитным методами были изучены прослои тефры различных ареалов и возраста [2, 5, 7–9].

Возраст пепловых прослоев установлен на основе хроностратиграфических исследований колонок: палеомагнитный и биостратиграфический методы, углеродное AMS-датирование и др. [3, 4, 6, 10]. Идентификация прослоев пеплов проводилась на основе комплексных исследований пеплов: изучалась морфология частиц, химический состав вулканических стекол и минералов,

редкоземельные элементы, определялся показатель преломления вулканических стекол, минералогия.

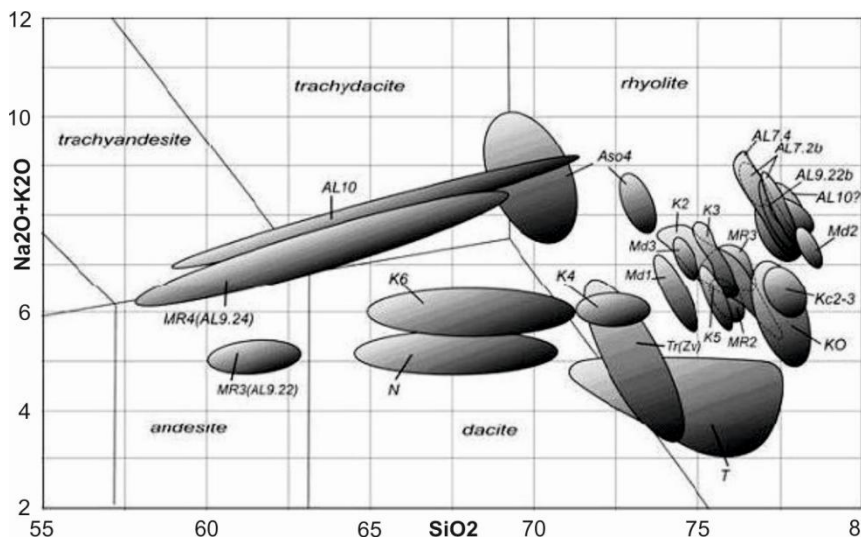


Рис. 1. Дискриминационная диаграмма $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ химического состава вулканических стекол прослоев тефры Охотского моря [7].

Идентификация магнитной компоненты тефры выполнена на основе термомагнитного анализа и изучения параметров магнитного гистерезиса. Изучены пеплопады ряда крупных эксплозивных извержений вулканов Камчатки и Курильских островов, тефры которых идентифицируются с кальдерообразующими извержениями вулкана Курильского озера (тефра КО, возраст ~8.4 ka); вулканической группы вулкана Немо (K2, ~32 ka), (K3, ~40 ka), (MR1, ~66 ka) и (MR2, ~201 ka.); вулканов срединного хребта Камчатки (MR3, ~310 ka, MR4, ~312 ka) и др.

На примере прослоя тефры K3, образовавшейся при двухэтапном извержении вулкана Немо-III около 40–42 тыс. лет назад, представлена динамика изменения концентрации и размеров магнитных частиц. Параметры магнитного гистерезиса и магнитная восприимчивость по колонке LV55-38-1 с шагом в 2 см приведены на рис. 3 (общепринятые обозначения магнитных параметров см. в [3]). Выделяется горизонт 130–108 см смесью магнитного вещества вмещающего осадка и тефры различной концентрации магнетика. Магнитная фракция осадка представлена магнетитом и окисленным магнетитом с температурами Кюри 580–630 °С. Горизонт осадка с тефрой дополнительно включает титаномagnetиты с точками Кюри 335–350 °С (рис. 4 а,б).

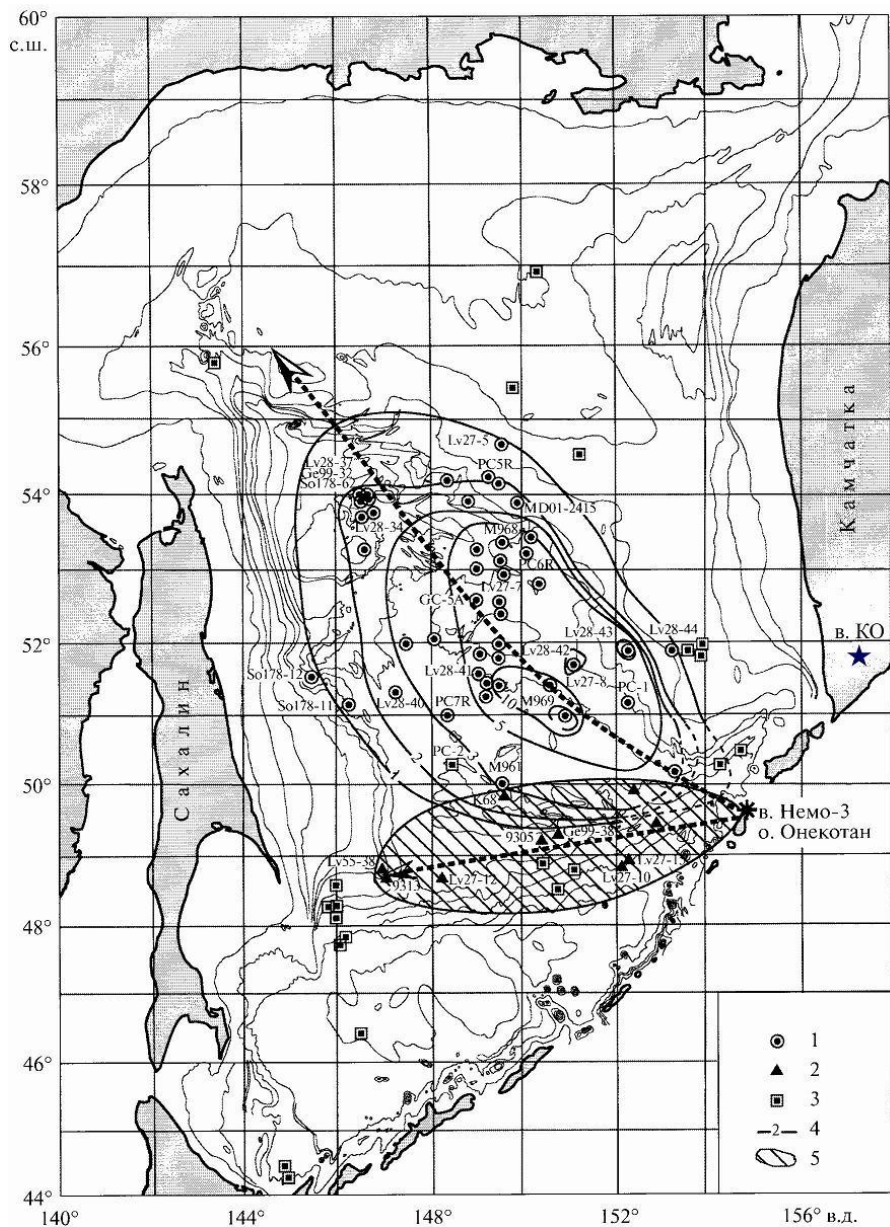


Рис. 2. Встречаемость прослоев тephры в позднечетвертичных отложениях Охотского моря и ареалы распространения тephры K2 и K3 [5,7]: 1 – колонки с прослоями тephры K2, 2 – тephры K3, 3 – прочие прослои тephры, 4 – ареал тephры K2 и ее мощность (см), 5 – ареал тephры K3.

Поставка тефры в донный осадок состояла из двух этапов. Первый этап эксплозивного извержения вулкана Немо-III начался с горизонта 130 см, т.к. осадок слоя 132 см еще не содержит титаномагнетит. Рост намагниченности заканчивается на горизонте 126 см (рис. 4 *в*). В этом слое соотношение индуцированных намагниченностей вмещающего осадка и пепла составило три к одному. Угасание первого этапа эксплозивной деятельности вулкана наблюдается в слое 122–120 см (рис. 4 *з*). Выше этого горизонта наступает второй этап вулканической деятельности. Концентрация магнитной фракции тефры максимальна на горизонте 114 см (рис. 4 *д*). В слое 106–104 см сигнал от магнитных частиц пепла практически полностью угасает (рис. 4 *е*).

Вариации размера магнитных частиц в пепловом прослое отслежены по их магнитному состоянию (доменной структуре). На рис. 5 приведены типичные кривые магнитного гистерезиса в диапазоне действия магнитного поля ± 500 мТ. Параметры магнитного гистерезиса осадка и тефры существенно различаются (рис. 3). Распределение магнитных частиц тефры КЗ и нескольких образцов «чистого» осадка представлено на диаграмме Дея (рис. 5). Соотношения J_{gs}/J_s и V_{cg}/V_c для осадка без тефры занимает диапазоны значений 0.07–0.18 и 3–5, соответственно (рис. 3).

Динамика вариации магнитного состояния частиц пепла по горизонтам представлена в виде ломаной линии с большой и малой петлями на диаграмме Дея (рис. 5). Самые крупные многодоменные частицы наблюдаются на горизонте 126 см. На этом же горизонте самая высокая концентрация магнитных частиц тефры (первый этап пеплопада) (рис. 3). Интенсивность второго этапа эксплозивной деятельности вулкана Немо-III снижена как по концентрации магнитной фракции, так и по гранулометрии магнитных зерен (слой 118–110 см) (рис. 5).

Основные выводы:

Петромагнитные параметры позволяют надежно идентифицировать особенности магнитной фракции пепловых прослоев по концентрации и размерам магнитных частиц.

Важность изучения температур Кюри пеплов диктуется экспресностью оценки состава титаномагнетитов и термодинамических условий кристаллизации, зависящих от давления (глубины) очага вулкана.

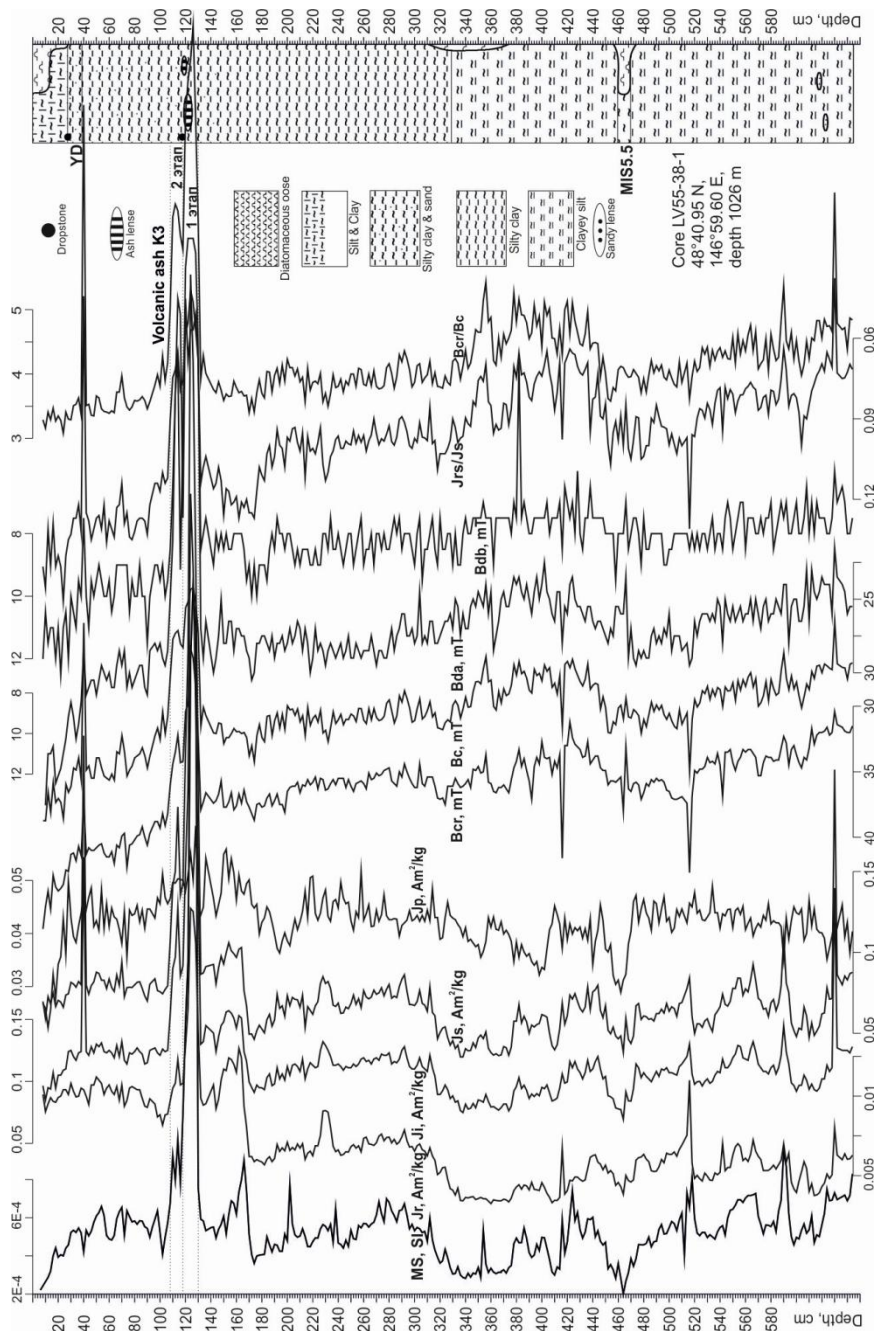


Рис. 3. Вариации петромагнитных параметров по разрезу колонки LV55-38-1: YD – Молодой Дриас, MIS5.5 – теплая изотопно-кислородная подстадия.

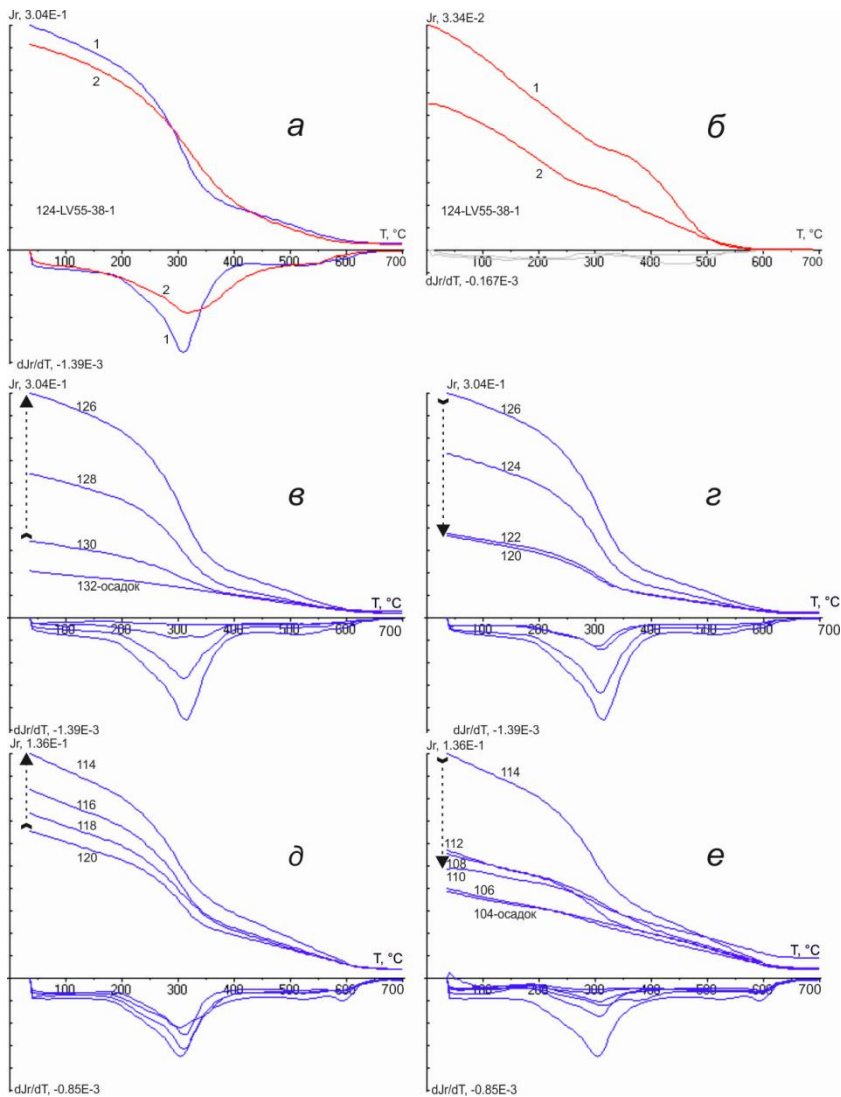


Рис. 4. Кривые термомагнитного анализа тефры КЗ колонки LV55-38-1: *а* – Температурная зависимость индуцированной намагниченности и ее производной при первом (1) и втором (2) нагреве обр.124-LV55-38-1; *б* – аналогичная зависимость для остаточной намагниченности насыщения; *в-е* – температурная зависимость индуцированной намагниченности и ее производной при первом нагреве (цифрами обозначены номера образцов).

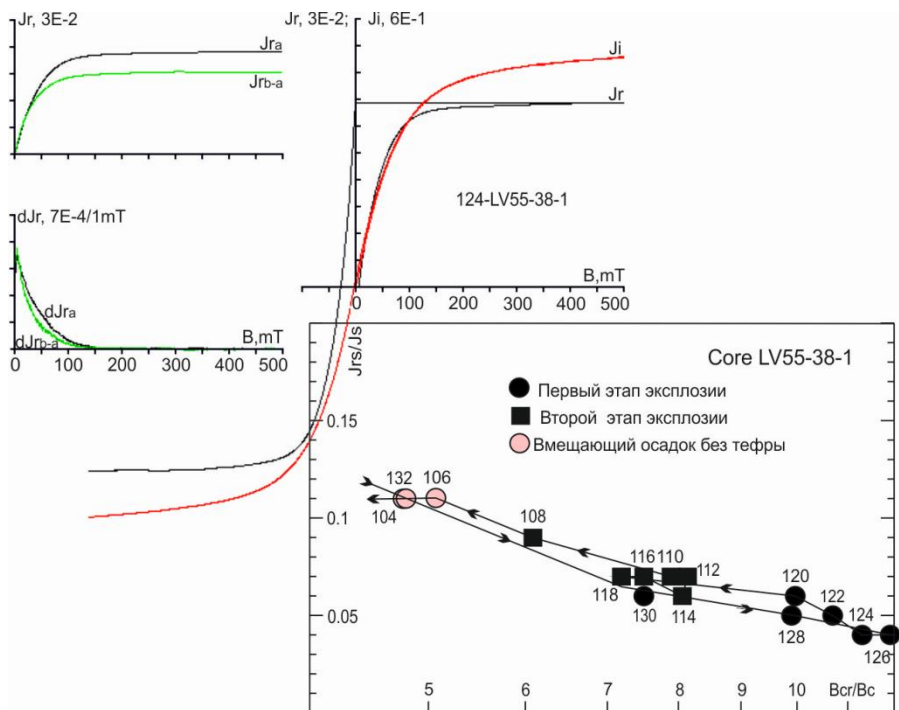


Рис. 5. Характеристики магнитного гистерезиса тефры КЗ колонки LV55-38-1: типичные кривые магнитного гистерезиса; отображение на диаграмме Дея динамики магнитного состояния частиц тефры КЗ при двухэтапном извержении вулкана Немо.

1. Горбаренко С. А., Деркачев А. Н., Астахов А. С., Саутон Дж. Р., Шаповалов-Чупрынин В. В., Нюрнберг Д. Литостратиграфия и тейхронология верхнечетвертичных осадков Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2000. 19 (2) 58–72.
2. Деркачев А. Н., Николаева Н. А., Портнягин М. В., Пономарева В. В., Горбаренко С. А., Малахов М. И. Летопись сильных эксплозивных извержений вулканов Камчатки и Курильских островов в четвертичных отложениях северо-западной части Тихого океана и прилегающих морей // Геология морей и океанов: Материалы XX международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2013. (1) 196–200.
3. Малахов М. И., Горбаренко С. А., Малахова Г. Ю., Харада Н., Василенко Ю. П., Босин А. А., Гольдберг Е. Л., Деркачев А. Н. Петромагнитные параметры донных осадков как индикаторы изменения климата и среды центральной части Охотского моря за последние 350 тыс. лет // Геология и геофизика. 2009. 50 (11) 1254–1265.
4. Малахов М. И., Малахова Г. Ю., Горбаренко С. А., Некрасов А. Н., Деркачев А. Н., Нюрнберг Д., Тидеман Р., Ритдорф Я.-Р., ван ден Богаард К. Петромагнетизм и возраст прослоев тефры из осадков окраинных морей Азиатского континента и прилегающей высокоширотной области Тихого океана // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Ярославль: «Сервисный центр», 2011. С. 105–108.

5. Сахно В.Г., Деркачев А.Н., Мелекесцев И.В., Разжигзаева Н.Г., Зарубина Н.В. Вулканический пепел в осадках Охотского моря : идентификация на основе малых и редкоземельных элементов // Докл. АН. 2010. 434 (2) 204–211.
6. Gorbarenko S.A., Harada N., Malakhov M.I., Velivetskaya T.A., Vasilenko Y.P., Bosin A.A., Derkachev A.N., Goldberg E.L., Ignatiev V.A. Responses of the Okhotsk Sea environment and sedimentology on global climate changes at the orbital and millennial scale during the last 350 kyr // Deep-Sea Res II. 2012. 61–64. 73–84.
7. Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Gorbarenko S.A., Portnyagin M.V., Ponomareva V.V., Sakhno V.G., Nurnberg D., Sakamoto T., Iijima K., Lv H. H., Wang K., Chen Z. Volcanism ash layers in the Okhotsk Sea Holocene-Pleistocene deposits // 7th biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska subduction process: mitigating risk though international volcano, earthquake, and tsunamis science. JKASP-2011. Petropavlovsk-Kamchatsky, 2011. 271–274.
8. Derkachev A., Nikolaeva N., Portnyagin M., Ponomareva V., Gorbarenko S., Malakhov M., Nurnberg D., van den Bogaard C., Sakamoto T., Lu H. Tephrostratigraphic investigations of the Late Pleistocene-Holocene deposits in the northwestern Pacific Ocean and adjacent seas (Okhotsk and Bering) [Posters] // AGU, 2012. Fall Meeting (V43B-2830).
9. Derkachev A., Nikolaeva N., Gorbarenko S., Malakhov M., Portnyagin M., Nürnberg D., Sakamoto T., Iijima K., Lu H., Wang K., Chen Z. Tephrostratigraphic investigations of the quaternary deposits in the Okhotsk Sea // Marine environmental and resources in XXI Century: The 2nd Russia-China Symposium on Marine Science. Vladivostok: FEB RAS, 2012. 35, 36.
10. Nürnberg D., Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years, Paleoceanography. 2004. 19. PA4011.

Петромагнитные исследования поздненеоплейстоценового покрова Бийско-Чумышского плато (Предалтайская равнина) по трансекту «СЗ-ЮВ» и их палеоклиматическое значение

Г. Г. Матасова¹, А. Ю. Казанский², Т. М. Выграненко³

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

²Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Троицк, Москва

³Новосибирский государственный университет

Субаэральные лессовые и лессовидные образования являются одним из наиболее распространенных типов четвертичных континентальных отложений. Сплошным покровом лессовые толщи лежат в различных частях земного шара, в Западной Сибири они широко распространены в южной ее части, на территории Предалтайской равнины. Правобережье р.Обь в ее субмеридианальном течении представлено обособленной положительной структурой — Бийско-Чумышской возвышенностью (плато), вытянутой в направлении СЗ-ЮВ (рис. 1), сложено осадками озерного и субаэрального генезиса плиоцен-четвертичного возраста [1].

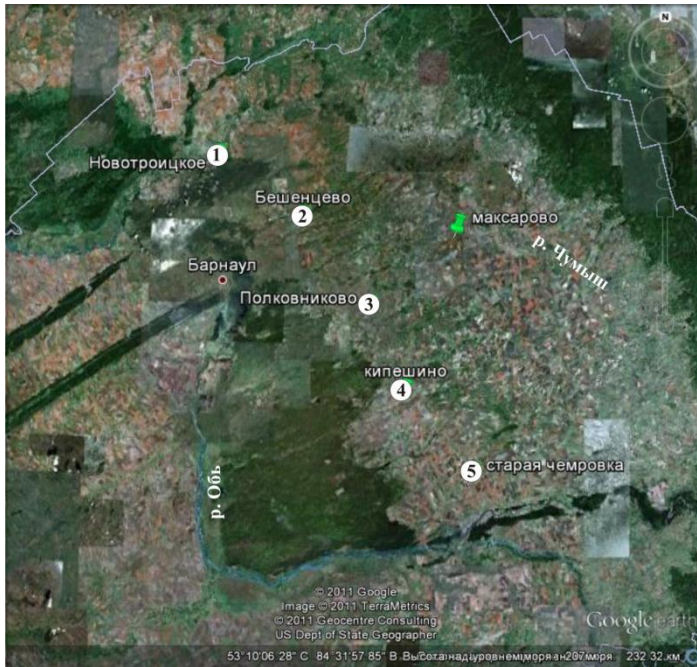


Рис. 1. Карта (снимок из Google Earth). Бийско-Чумышского плато с изученными разрезами: 1 — Новотроицкое, 2 — Бешенцево, 3 — Полковниково, 4 — Кипешино, 5 — Старая Чемровка.

Плато имеет ступенчатый террасированный рельеф с абсолютными отметками на юго-востоке плато до 320–350 м. Поверхность террас неровная, осложнена бугристым и овражно-балочным рельефом, отсутствуют уступы между террасами, склоны замыты, сглажены. По этим причинам выделение террас по геоморфологическим признакам носит условный характер, количество террас в различных исследованиях варьирует от 3 до 5. Придолинные террасы (II–III) перекрыты «боровыми» эоловыми песками, а для высоких древних террас (IV–V) и междуречий характерен покров в виде мощной толщи лессовых пород — супесей, суглинков поздненеоплейстоценового возраста. До настоящего времени эта толща рассматривалась как единое целое образование, что исключало получение детальной информации об изменениях условий среды осадконакопления на правобережье р. Оби в позднем неоплейстоцене.

Изучение субаэрального покрова включало полевые геологические наблюдения, лабораторные петромагнитные измерения на образцах рыхлых отложений из 5 естественных обнажений, расположенных на V террасе и водоразделе на расстоянии от 35 до 60 км друг от друга (рис. 1). Петромагнитные измерения проводились в полевых условиях (полевое измерение магнитной восприимчивости прибором КТ-5 для первичного выявления строения разреза по магнитным свойствам) и в лабораторных условиях (измерения

магнитной восприимчивости (X_{LF}), ее частотной зависимости (FD-фактор, %), остаточной намагниченности насыщения (SIRM), намагниченности насыщения ферромагнетиков (J_{fer}), коэрцитивных характеристик (B_c , B_{cr}), точек Кюри и деблокирующих температур магнитных минералов) по стандартным методикам [2]. Из всех обнажений образцы отобраны через 5–10 см, мощность разрезов варьирует от 5.7 м до 8 м.

В результате полевых геологических наблюдений в строении разрезов выделено шесть горизонтов, прослеживающихся по всему трансекту, и седьмой горизонт – подстилающие пески – вскрыт только в трех разрезах из пяти. Эти горизонты отображены в литологических колонках на рис. 2.

Концентрационно-зависимые магнитные характеристики. Изменение магнитных параметров по глубине разрезов четко дифференцирует отложения различных генетических типов. Результаты полевых и лабораторных измерений магнитной восприимчивости совпадают на 93–97 %. Магнитная восприимчивость (X_{LF}) меняется от $50\text{--}70 \times 10^{-5}$ СИ в ископаемых почвах северо-западной части Бийско-Чумышского плато (БЧП) до $500\text{--}550 \times 10^{-5}$ СИ в песчаных прослоях лессовых толщ на юге плато. Во всех разрезах ископаемые почвы обладают более низкими значениями магнитной восприимчивости, чем лессы, в среднем в 1.5–2 раза. Средние значения X_{LF} в почвах уменьшаются вниз по разрезу пропорционально увеличению их возраста: чем древнее почва, тем меньше в них сохранилось ферромагнетиков. Пески и песчаные прослои в лессах характеризуются высокими значениями X_{LF} по сравнению с лессами, в среднем, в 1.5–1.7 раза выше. Магнитная восприимчивость определяется, в основном, содержанием ферромагнитных минералов (коэффициенты корреляции между X_{LF} и J_{fer} , >0.9), но в верхних частях разрезов существенную роль играют парамагнитные минералы, вклад которых в некоторых случаях сравним с вкладом ферромагнетиков (в ископаемых почвах, в глинистых лессах — до 45 % в общую намагниченность пород). Общая тенденция в изменении величин концентрационных магнитных характеристик заключается в их увеличении во всех горизонтах разрезов с севера на юг, за исключением разреза №2, в котором концентрация магнитных минералов падает во всех горизонтах. В разрезе №2 все отложения наиболее плохо сортированы по магнитным минералам: их содержание очень сильно колеблется не только от слоя к слою, но и внутри каждого слоя. Вероятно, это может объясняться местоположением разреза: наименее удаленное от р. Обь и самое низкое — на IV террасе.

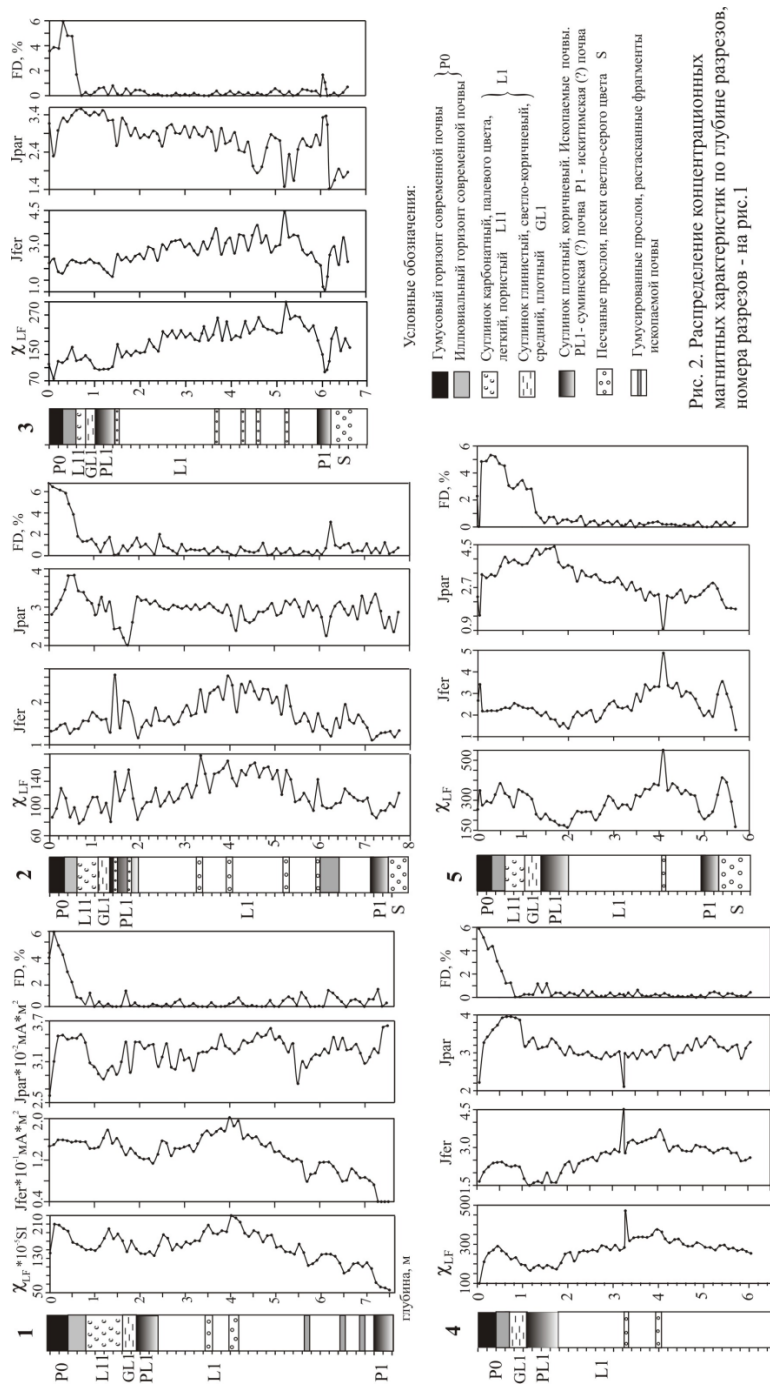


Рис. 2. Распределение концентрационных магнитных характеристик по глубине разрезов, номера разрезов - на рис.1

Во всех остальных разрезах средние значения магнитной восприимчивости по горизонтам увеличиваются в 2–3.5 раза с севера на юг. По поведению концентрационных магнитных характеристик можно сделать предположение о том, что, если основным поставщиком магнитного материала являются перерабатываемые аллювиальные отложения р.Оби при преимущественных юго-западных и южных ветрах, то наибольшая разгрузка и осаждение большого количества магнитных минералов происходит сразу после выхода рек Бии и Катунь (образующих при слиянии р. Обь) на Предалтайскую равнину из горных районов.

Во всех разрезах, независимо от их местоположения, в горизонтах современной почвы повышенные значения FD (до 6 %) свидетельствуют об аутигенном (*in situ*) образовании тонкозернистых (размером <0.03 мкм) магнитных минералов, что указывает на педогенные процессы средней интенсивности. Как правило, в ископаемых почвах параметр FD менее 2 % (как и во всех остальных горизонтах изученных разрезов), эти величины FD говорят об исчезновении ультратонких частиц магнитных минералов в процессе захоронения почв. Поскольку параметр FD в первом приближении используется в качестве оценки степени развития почв, его одинаковое поведение и близкие величины свидетельствуют о том, что на протяжении БЧП с северо-запада на юго-восток его почвенный покров формируется в одинаковых географических и климатических условиях. Но с учетом X_{LF} , можно предположить чуть более мягкие и благоприятные климатические условия для формирования более развитой современной почвы в северной части плато, в районе разреза №1.

Козрцитивные характеристики. По величине и поведению коэрцитивных характеристик (V_c , V_{cg}) можно судить о составе магнитной фракции с точки зрения магнитомягких и магнитожестких минералов и об относительных размерах магнитных частиц. Величина V_c меняется от 5 мТл в песчаных прослоях южной части плато до 13 мТл в ископаемых почвах северной его части. Значения остаточной коэрцитивной силы варьируют от 35 мТл в современной почве до 67 мТл в ископаемых почвах на севере плато (рис. 3). Магнитная жесткость рыхлых отложений возрастает в ископаемых почвах по сравнению с отложениями других типов и одновременно в целом увеличивается в северном направлении. Козрцитивные характеристики в северной части плато (разрез №1) возрастают в рыхлых отложениях с глубиной разреза, исключая современную почву. В следующем на юг разрезе № 2 значения коэрцитивных параметров близки во всех отложениях и далее к югу картина меняется на обратную: значения V_c , V_{cg} уменьшаются по глубине разрезов, начиная с ископаемой почвы PL1.

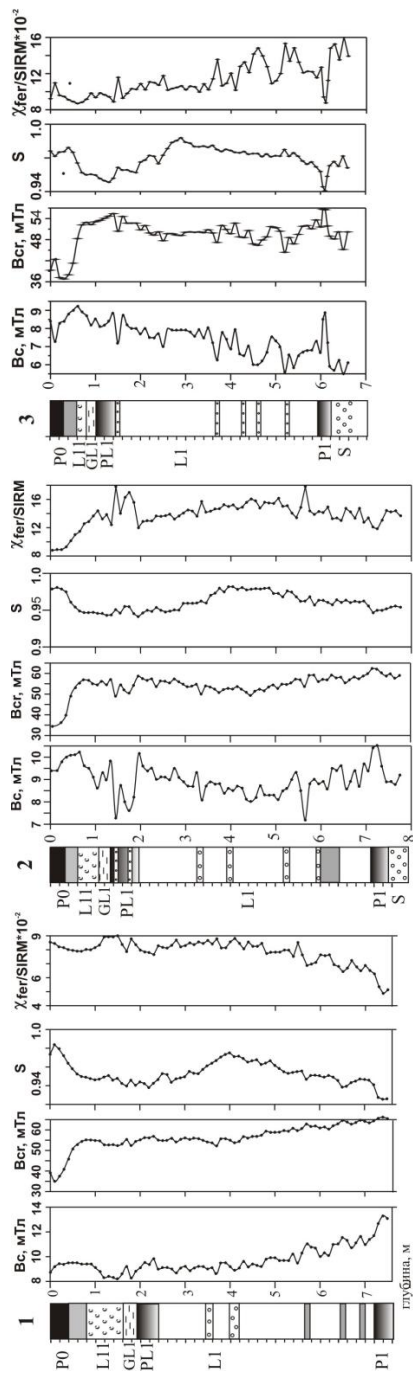
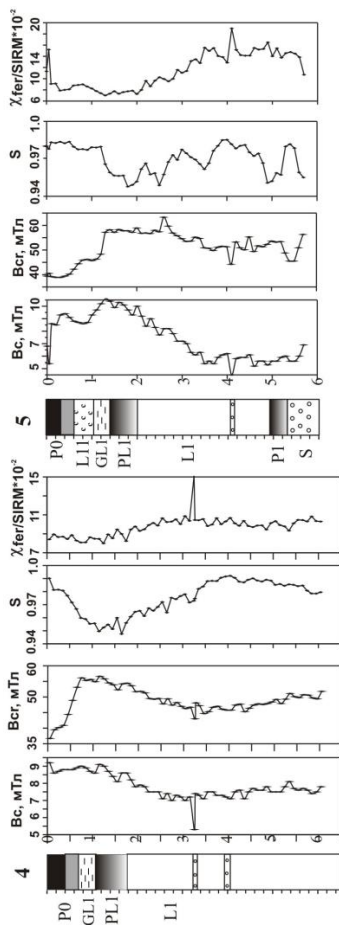


Рис. 3. Распределение коэрцитивных характеристик по глубине изученных разрезов.



Об увеличении магнитной жесткости ископаемых почв свидетельствуют также уменьшение параметра $S=IRM_{(-300)}/SIRM$, показывающего соотношение магнитомягких и магнито жестких минералов в магнитной фракции: относительное количество магнито жестких минералов (гематита, гетита) в ископаемых почвах больше ($S=0.93-0.95$), а в лессовых отложениях и современных почвах меньше ($S=0.97-0.99$) независимо от местоположения разреза (рис. 3). Отношение двух концентрационных магнитных характеристик $X_{fer}/SIRM$ в первом приближении дает относительную оценку размеров магнитных зерен минералов, его величины свидетельствуют об уменьшении размеров магнитных частиц в ископаемых почвах по сравнению с лессами и песчаными прослоями в них (рис. 3).

Размеры магнитных зерен существенно меняются от более мелких в северной части плато до относительно крупных на юге плато.

Терромагнитные исследования Изучение состава магнитной фракции проводилось с помощью терромагнитных измерений в модификации $J_s(T)$ и $X(T)$. Наиболее типичные графики поведения $J_s(T)$ образцов из отложений разных генетических типов и разных разрезов представлены на рис. 4. В современной почве (P0) кривая J_s повторного нагрева начинается в 1.5–2 раза выше кривой первого нагрева, что свидетельствует о появлении сильной магнитной фазы после первого нагрева. Это магнетит, образовавшийся в результате отжига органического вещества почв при температуре свыше 500°C .

Такая картина типична для современных почв Западной Сибири [3]. Во всех остальных отложениях позднечетвертичного покрова БЧП, наоборот, кривая второго нагрева начинается ниже кривой первого нагрева, отношение J_{s2}/J_{s1} составляет 0.6–0.8. Этот факт свидетельствует об существенных изменениях органической составляющей почв при захоронении отложений.

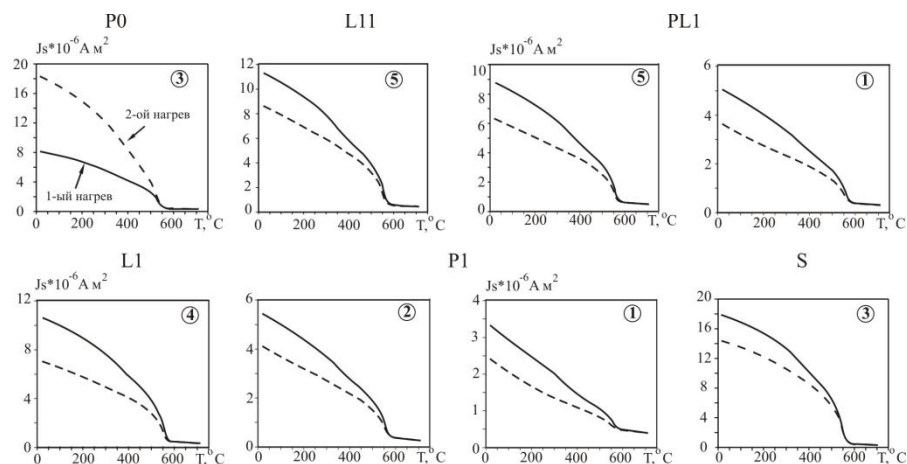


Рис. 4. Результаты терромагнитных исследований, в кружках — номера разрезов.

Основным минералом всех изученных осадков независимо от их местоположения в пределах БЧП является магнетит с температурами Кюри $560-600^\circ\text{C}$

570 °С. Выпуклая часть кривой первого нагрева в районе 250–350 °С, исчезающая при повторном нагреве, свидетельствует о присутствии маггемита, вероятно, образовавшегося в результате окисления поверхности магнетитовых зерен. Потери намагниченности после первого нагрева обусловлены переходом сильномагнитного маггемита в слабомагнитный гематит. Из рисунка видно, что остаточная часть кривых J_s в результате нагревов свыше 600 °С составляет от 3 до 15 % от первоначальной величины J_{s1} . При этом наиболее высокие значения характерны для ископаемых почв (8–15 %), наименьшие значения (~ 3 %) встречаются у современных почв и подстилающих песков. Остаточная часть $J_s(T)$ обусловлена присутствием гематита и парамагнитных минералов, разделить вклад которых по данным экспериментам невозможно. Учитывая колебания параметра S (рис. 3) и на основании поведения $J_s(T)$, можно констатировать, что относительное количество гематита в ископаемых почвах больше, чем во всех остальных отложениях, включая современную почву.

Таким образом, состав магнитной фракции всех изученных осадков, независимо от их географического положения на БЧП, одинаков, и включает магнетит, маггемит и гематит. В отложениях различных генетических типов различается только степень маггемитизации магнетитовых зерен и относительное количество гематита.

Выводы и заключение. Детальные петромагнитные исследования верхней части покрова бийской террасы Бийско-Чумышского плато позволили сделать следующие выводы:

Последовательность горизонтов верхних 6–8 метров рыхлых отложений сохраняется на протяжении плато с северо-запада на юго-восток, каждый горизонт прослеживается по набору его магнитных характеристик. Последовательность включает в себя современную почву, лессовые отложения, ископаемые почвы, песчаные отложения. Согласно стратиграфической схеме четвертичных отложений Западной Сибири, эти отложения могли формироваться последние 20–25 тыс. лет.

Покровную субаэральную толщу можно подразделить на 3 части, верхняя из которых меняется по мощности от 1.5 до 2.2 м. Эта часть характеризуется более мелкозернистыми и более глинистыми по сравнению с подстилающей толщей, отложениями, сформировавшимися за последние ~14 тыс. лет в условиях относительно мягкого климата с небольшими колебаниями в сторону иссушения и похолодания. Скорость осадконакопления ~10–15 см/тыс. л. Средняя часть мощностью 3–5 м состоит из лессовых отложений с песчаными прослоями, характеризуется высокой динамикой осадконакопления со скоростями ~30–50 см/тыс. лет, она сформировалась в условиях сухого и холодного климата, сильных, но неустойчивых ветров. Нижняя часть толщи состоит из подстилающих песчаных, вероятно, делювиальных отложений и образовавшейся на ней ископаемой почве, сформировалась в условиях тепло-влажного, но неустойчивого климата. Малая мощность ископаемой почвы (20–40 см), невыдержанность по мощности, по цвету, недифференцированность на горизонты свидетельствуют о нестабильных условиях ее образова-

ния. Гумусированные прослои в нижней части вышележащих лессовых отложений также указывают на неустойчивый по климатическим условиям переходный период между теплой стадией (ископаемая почва) и холодной стадией (песчано-лессовая толща).

Условия осадконакопления на протяжении БЧП с северо-запада на юго-восток были очень близкими, но в деталях различались. В целом, более мягкими и относительно спокойными климатическими условиями характеризовалась северо-западная часть плато; более суровые и контрастные условия осадконакопления существовали на юго-востоке, в пределах широтного течения р. Обь после слияния рек Бия и Катунь. Эти небольшие различия сохраняются в настоящее время.

Петромагнитные исследования существенно дополняют традиционные геологические исследования, детально расчлняя субэвральный покров, считавшийся ранее единой толщей, на отложения различных генетических типов, которые сформировались в различных климатических и палеогеографических условиях. Набор магнитных характеристик и общая картина поведения магнитных свойств по глубине разрезов дает возможность коррелировать отдельные горизонты, которые можно считать маркирующими, например, ископаемые почвы. Магнитные свойства рыхлых отложений позволяют не только сравнивать между собой различные отложения, но и проследивать их изменчивость в пространстве. Это дает информацию о географическом изменении условий осадконакопления и детализирует климатическую историю региона, позволяя регистрировать небольшие флуктуации климата на протяжении крупных климатических стадий. Продемонстрированные возможности петромагнитных исследований позволяют надеяться на обязательное комплексирование геологических и магнитных методов в изучении континентальных рыхлых отложений с целью палеоклиматических и палеогеографических реконструкций.

1. *Алтайский край*. Атлас. Москва-Барнаул: Главное управление геодезии и картографии. 1978. 222 с.
2. *Evans M.E., Heller F.* Environmental Magnetism. New York: Academic Press. 2003. 299 p.
3. *Matasova G.G., Kazansky A.Yu.* Magnetic properties and magnetic fabrics of Pleistocene loess/palaeosol deposits along west-central Siberian transect and their palaeoclimatic implications // *Magnetic Fabric: Methods and Applications*. Geological Society, London, Special Publications. London, 2004. V. 238. P. 145–173

Палеомагнетизм туфовых образований Армении

Д.О. Минасян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА, Гюмри, Армения

Туфы Армении подразделяются на три основные типы: 1. арктический тип с розовой и пепельно-фиолетовой окраской; 2. ереван-ленинаканский тип с черной, темно-серой и темно-коричневой окраской; 3. бюраканский тип, с красно-черными и желтыми окрасками. Многие вопросы стратиграфического положения туфов до сих пор остаются дискуссионными [1, 2, 4]. В статье сделана попытка рассматривать эти вопросы с точки зрения палеомагнитных характеристик разнотипных туфов. Проведено комплекс лабораторных исследований большой коллекции (300 образцов). Составлены кривые $I_{rs}(t)$, $I_r(H)$ и коэрцитивные спектры $I_r(h)$, $I_{ri}(h)$ и кривые Телье. Эти параметры определены также для некоторых эффузивов плиоцен-плейстоценового возраста, взятых из тех же районов распространения туфов. Судя по характерным кривым $I_{rs}(t)$ и $I_r(H)$, ферромагнитная фракция как туфов, а также эффузивных пород однокомпонентная (рис. 1). Точки Кюри расположены в интервале 550–575 °С. В туфах ленинаканского типа были отмечены образцы, с незначительным количеством титаномагнетита. В красных туфах бюраканского типа, отмечены образцы, в составе ферромагнитной фракции которых присутствует и маггемит. Петрографические исследования показали, что ферромагнитная фракция изученных пород представлена в основном магнетитом с размером от 10 до 30–40 микрон.

Кривые $I_r(h)$ и $I_{ri}(h)$ имеют плавный ход, направление I_r остается неизменным до полей 700–800 Э (рис. 2). Коэрцитивные спектры $I_r(h)$ и $I_{ri}(h)$ отличаются одним максимумом в интервале полей 100–300 Э, что может служить подтверждением однокомпонентности I_r изученных пород. Отметим, что характер поведения этих параметров на всех кривых одинаков как для туфов, так и для эффузивных пород.

Характер кривых Телье, стабильность направления намагниченности до температур 500–600 °С свидетельствуют о синхронности формирования туфов, остаточной намагниченности и магнитных минералов, ответственных за образование (рис. 3). Розовые туфы по палеомагнитным характеристикам близки к эффузивам первой группы кайнозоя Армении [3].

Небольшой спад величины I_r в интервале 300 °С для черных туфов, по всей вероятности связан с присутствием незначительного количества титаномагнетита, который, по всей вероятности, является первичным минералом. Эти туфы можно сравнить с эффузивами второй группы кайнозоя Армении [3]. Кривые Телье туфов бюраканского типа (магнетит-маггемитового состава) характеризуются спадом намагниченности до температур 250 °С. При этом направление намагниченности остается неизменным, что говорит о том, что титаномагнетит первичен. Средние значения магнитных параметров разнотипных туфов приведены в Табл. 1.

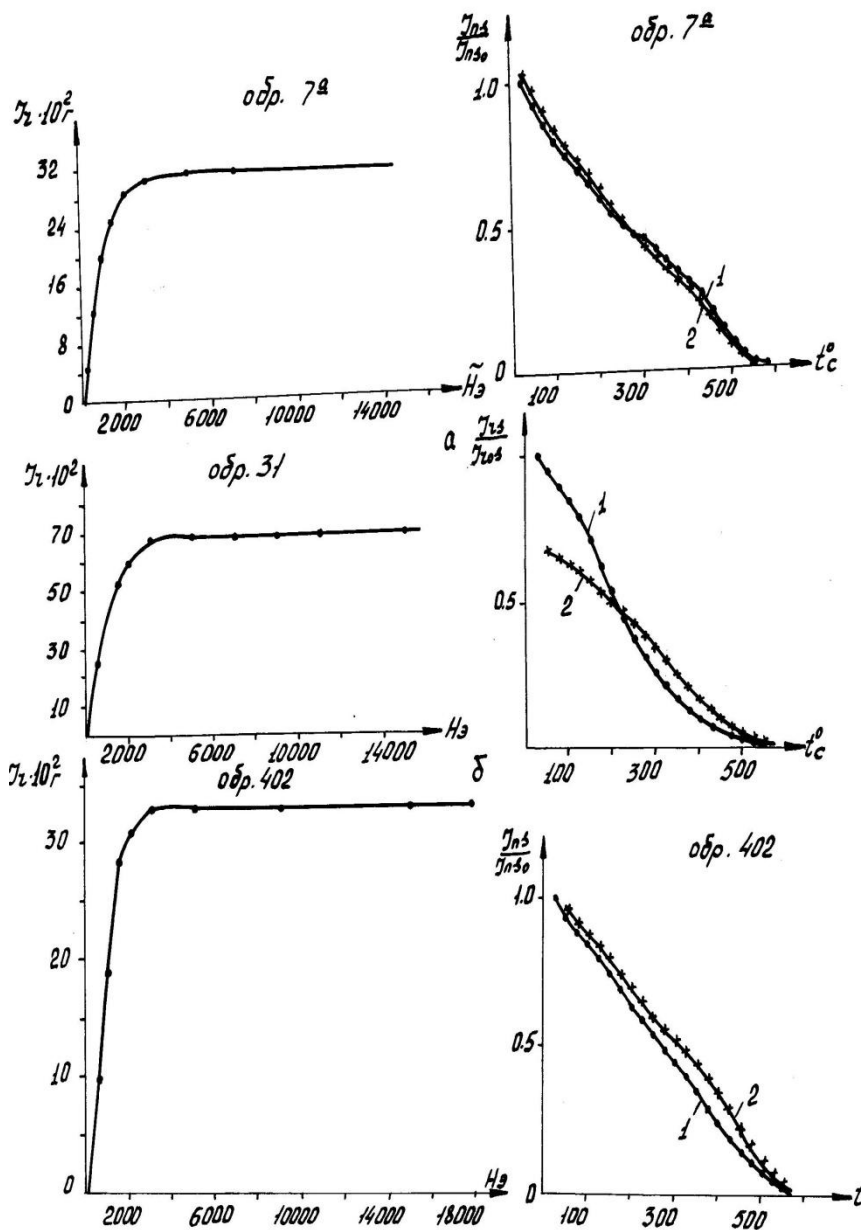


Рис. 1. Кривые $I_g(H)$ и $I_{rs}(t)$; а – для долеритовых базальтов, б – для андезито-дацитов, в – для туфов.

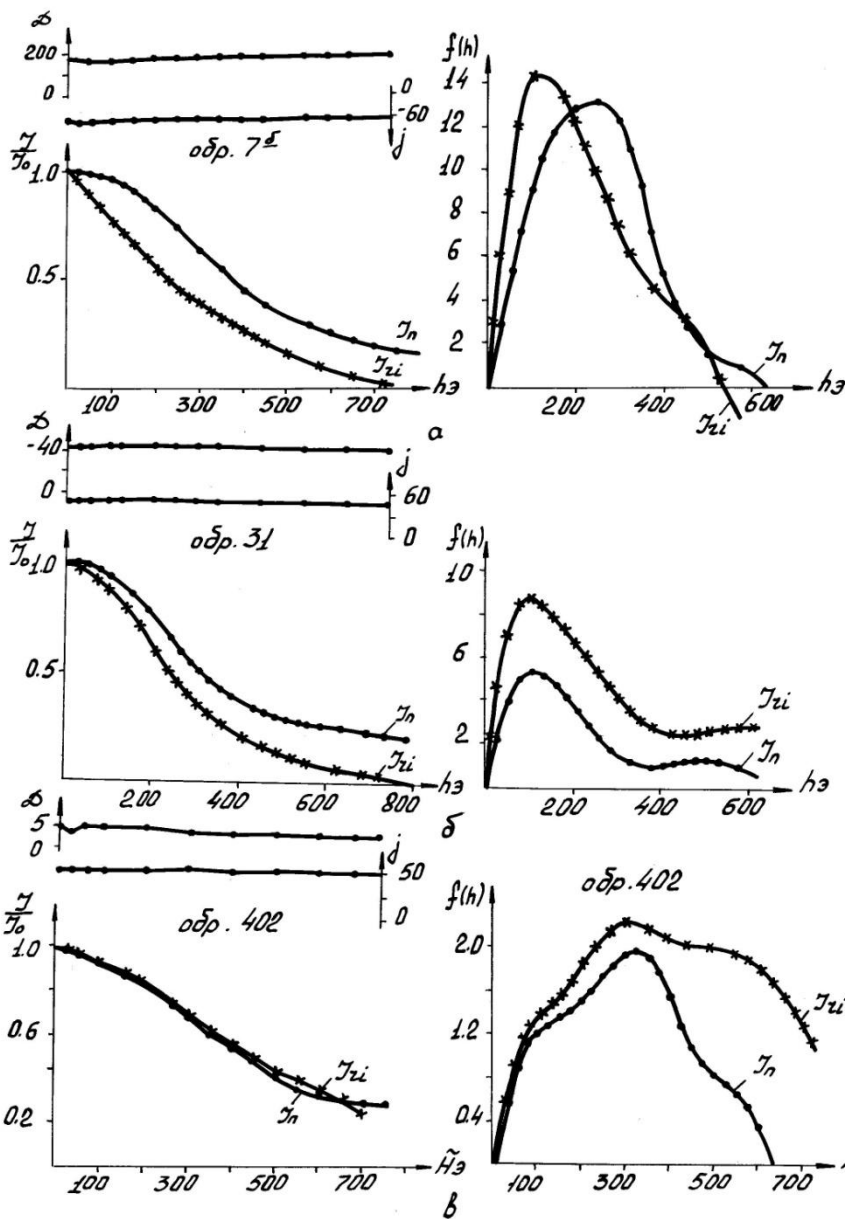


Рис. 2. Кривые $\ln(h)$, $I_{gi}(h)$ и коэрцитивные спектры; а – долеритовые базальты, б – андезито-дациты и в – туфы.

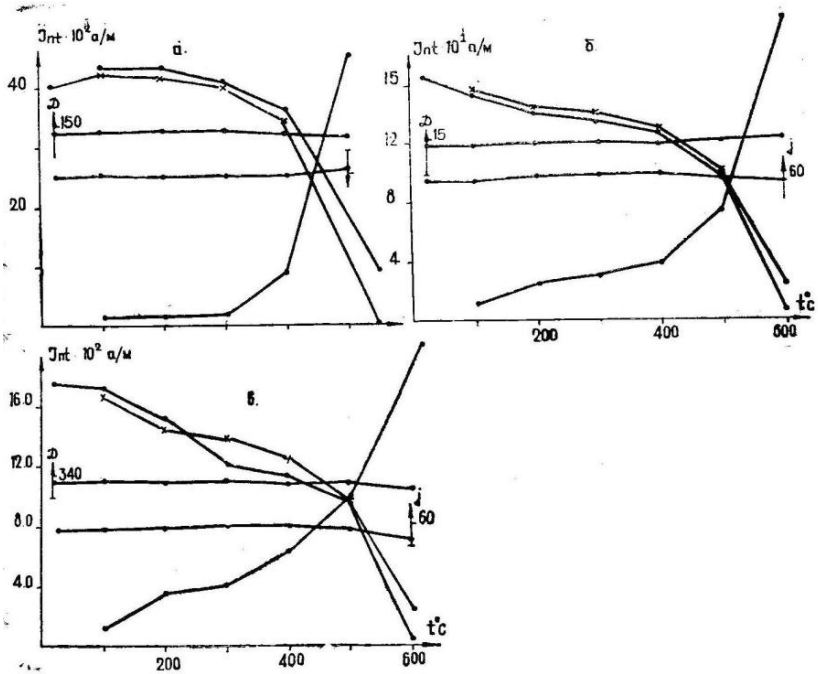


Рис. 3. Характерные кривые Телье разнотипных туфов Армении; а – артикский; б – ереван-ленинakanский; в – бюраканский.

Таблица 1.

Тип пород	Цвет	Число обр.	$I_n \times 10^4$, a/m	$\chi \times 10^7$, С И	Q	Направление I_n			
						D	J	α	K
Артикский	Розовый	79	8,7	2	14,0	330	51	—	—
		66	33,0	7	15,0	334	49	6	16
		10	263	16	52,0	357	45	—	—
		5	5,0	5	3,0	174	-58	—	—
		6	49,0	9	18,0	160	-54	18	11
Ереван-ленинakanский	Черный	68	7,3	12	2,0	343	59	4	23
		25	33,0	25	4,3	339	55	10	19
		4	84	9,1	4,0	155	-39	—	—
Бюраканский	Желтый	3	4,4	5	3,0	357	54	—	—
		35	47,0	32	4,7	355	55	6	26
	Красный	17	42,0	24	6,0	350	58	18	30
		5	180	14	42,0	5	54	—	—

На рис. 4 приведены стереограммы распределения I_n , в Табл. 2 координаты палеомагнитных полюсов, определенные по направлениям намагниченности разных типов туфов.

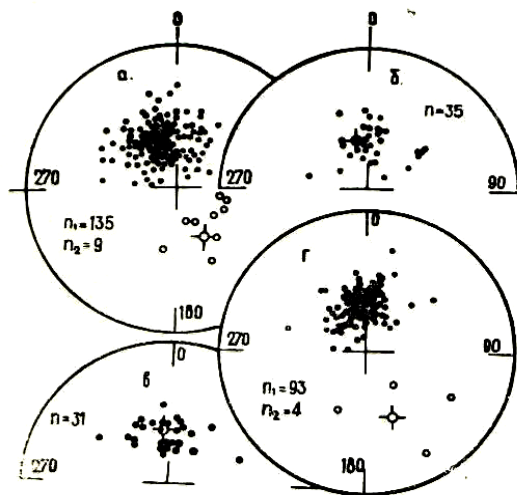


Рис. 4. Стереogramмы распределения I_n для разнотипных туфов, а – арктический; б – ереван-ленинградский; в – бюреванский.

Розовые туфы характеризуются высокими значениями величин I_n и χ . В разрезе туфов арктического типа обнаружена 1,5 метровая обратно намагниченная зона. Среднее направление I_n этих туфов сопоставляется с направлением намагниченности третьей группы обратно намагниченных кайнозойских пород [3]. Черные туфы отличаются сравнительно низкими значениями I_n . Здесь также отмечены образцы обратно намагниченных туфов.

На основании изучения магнитных и полеомагнитных характеристик туфов можно сделать следующие выводы: 1 – ферромагнетики всех типов туфов представлены в основном магнетитом, 2 – первичная намагниченность туфов термоостаточная; 3 – вариации значений магнитных параметров обусловлены различным количеством ферромагнетиков и различным температурным режимом образования туфов.

Таблица 2.

Цвет	Число образц.	Направление I_{ncp}		Координаты палеополюсов			
		D°	J°	Φ_p°	Λ_p°	Θ_1°	Θ_2°
Розовый	155	343	48	72	80	5	3
	11	167	-56	79	287	26	19
Черный	93	341	57	75	314	6	4
	4	155	-39	62	167	9	7
Желтый,	38	356	55	4	257	8	6
Красный	22	357	56	85	253	25	19

1. Амарян В.М. Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района горы Арагац. Докл. АН Арм ССР, т. 36, № 5, 1963.

2. *Карпетян К.И., Мурадян П.Л.* Новые данные о центрах извержений игнимбритов бассейна р. Памбак и четвертичных поднятиях Памбакского и Баумского хребтов. Изв. АН Арм. ССР, "Науки о Земле", 1992, №2, с.25–33.
3. *Минасян Д.О., Карахян А.К.* Некоторые характеристики Геомагнитного поля фанерозоя территории Армении по палеомагнитным данным. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2005, №1, с. 60–63.
4. *Ширинян К.Г., Авагян Т.А.* Об одном уникальном разрезе переслаивания диатомитов с отложениями игнимбритового вулканизма. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2005, с.23–26.

Палеомагнитные характеристики голоценовых осадков бассейна озера Севан

А. А. Варданян¹, Д. О. Минасян², Ж. Саакян

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

²*Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА, Гюмри, Армения*

В изучении эволюции Земного ядра особое место занимают исследования основного спектра вековых вариаций геомагнитного поля [3]. Изменение основного спектра вариаций, с характерными временами 10^2 – 10^4 лет, в геологическом прошлом, может быть свидетельством изменения процесса генерации геомагнитного поля, следовательно, и изменений характеристик самого ядра [2, 4].

В настоящей статье приведены результаты палеомагнитных исследований современных озерных отложений бассейна оз. Севан, с целью доказательства пригодности этих пород для выявления вековых вариаций геомагнитного поля. Изучены три разреза голоценовых осадочных отложений Севанской котловины [5].

Первый разрез, с мощностью ~5 метров, расположен на левом берегу реки Дзгнагет при впадении в оз. Севан. Верхняя часть разреза (~0,5 м) это гравийно-галечный слой, заполнителем которого является песок. Средняя часть, с мощностью ~2метра, состоит из горизонтальных, согласно залегающих слоев, сложенных суглинками, песками и супесями с раковинами моллюсков и остатками древесины. Нижняя часть разреза на глубине 3,6 м состоит из косых слоев песка, которая оказалась не пригодной для палеомагнитных определений. Ниже на глубине ~5 м идут слои суглинков и темно-серого мелкозернистого песка. В интервале 0,5–3,6 м образцы были отобраны из 72 уровней, еще с 25 уровней были отобраны образцы из нижней части разреза на глубине 3,6–5 метров. Датировка методом C^{14} для глубины 2 метра дала возраст 940 ± 220 лет (по раковинам) и 1010 ± 250 лет (по древесине).

Второй разрез с мощностью 4 метра расположен в устье р. Аргичи, близ юго-западного берега оз. Севан. Озерные отложения представлены наиболее тонкими разностями терригенного и пирокластического материала. В основании разреза залегают мощная 1,5 метровая толща аллювиальных отложений, представленная хорошо окатанными галечниками, размером 5–30 см. Выше залегают озерно-дельтовые отложения, представляющие собой алевритовую супесь с включениями окатанных галечников, которые перекрываются

толщей делювиальных отложений. Было отобрано по два образца из 92 прослоев. Из нескольких горизонтов были отобраны органические остатки, возраст которых был определен радио-углеродным методом. Были получены следующие значения с верху вниз – 1310 ± 200 , 4940 ± 100 , 5080 ± 80 и 8010 ± 100 лет. Третий разрез с мощностью $\sim 4,5$ метра расположен у с. Норашен. Нижняя часть разреза (4,5–3,6 м) представлена неслоистыми глинами, болотистой почвой, выше которых расположен песчанисто — ракушечный слой с культурным горизонтом древнего поселения (3,6–1,5 м). Заключается разрез делювиальной осыпью с большим количеством обломков и глыб лав. Датировка по C^{14} дает возраст 2090 ± 70 на глубине ~ 1 м и 6270 ± 110 на глубине 3 метра. Образцы были отобраны из 40 горизонтальных слоев.

Ниже приводятся результаты лабораторных измерений магнитных (χ , Irs и Hcs) и палеомагнитных параметров (D , J , In , $In(h)$) вдоль изученных разрезов.

1. Разрез р. Дзгнагет. В нижней части разреза среднее значение наклона намагниченности равно $\sim 85^\circ$, а для остальной части разреза $\sim 50^\circ$. Здесь отмечены высокие значения χ и In , с чем и связана большая амплитуда изменений (до 100°) склонения. Величины Q для всего разреза остаются равным $0,4 \pm 0,1$. Было отмечено резкое отличие значений D , J нижней части разреза от значений и характера изменений в остальном разрезе. Средние значения D меняются от $60^\circ W$ до $40^\circ E$. В верхней части разреза D после чистки колеблется в пределах 30° при среднем значении, монотонно меняющемся от 10 до 0° . Для палеомагнитных определений пригодным оказался участок на глубине 3,6 метра, который отличается согласно залегающими горизонтальными слоями. На этом участке наклонение имеет промежуточные значения, понижаясь от $\sim 70^\circ$ до 56° . После чистки значения D достигают 60° . Величины χ и In меньше чем в верхних по отношению к этому участку. По результатам лабораторных исследований (анализ кривых $Irs(T)$, Зейдервелда и компонентного анализа) отмечены три компонента In , которые выделяются при температурах 250, 350 и $500^\circ C$.

По всей вероятности первый компонент связан с титаномагнетитом, вторая с титаномаггемитом и третья с магнетитом. У первой компоненты $D=85-120^\circ$ и J достигает до 24° . Вторая титаномаггемитовая компонента имеет среднее направление $D = 340^\circ$ и $J = 60^\circ$. У третьей — магнетитовой компоненты $D = 340^\circ$ и $J = 50^\circ$. Результаты лабораторных исследований показывают, что этот разрез пригоден для палеомагнитных исследований с условием проведения предварительной температурной чистки $200^\circ C$.

2. Разрез Аргичи. Величина естественной остаточной намагниченности изученных пород составляла 14×10^{-3} Си с интервалом от $7-25 \times 10^{-3}$ Си, магнитная восприимчивость варьирует в пределах от 12 до 100×10^{-3} Си. Средняя величина $In = 31 \times 10^{-3}$ Си, а величины Q варьируют в пределах 0,5–1,6. Выборочные образцы были подвергнуты «временной чистке». В результате магнитной чистки выявлено присутствие около 60 % вязкой компоненты в породах этого разреза. Поэтому все образцы были подвергнуты магнитной чистке либо нагревами температур $100-200^\circ C$, либо в переменных магнитных полях

200 и 400 эрстед. В результате такой чистки вторичная вязкая компонента полностью была удалена. Для верхней части разреза получены следующие значения — $D = 347^\circ$, $J = 54^\circ$, а для нижней части — $D = 20^\circ$, $J = 68^\circ$. Минералогический и термомагнитный анализ показал, что основными носителями намагниченности пород этого разреза являются ферромагнетики магнетитового ряда, содержащейся главным образом в обломочных частицах вулканогенных пород, из которых и образовались осадки.

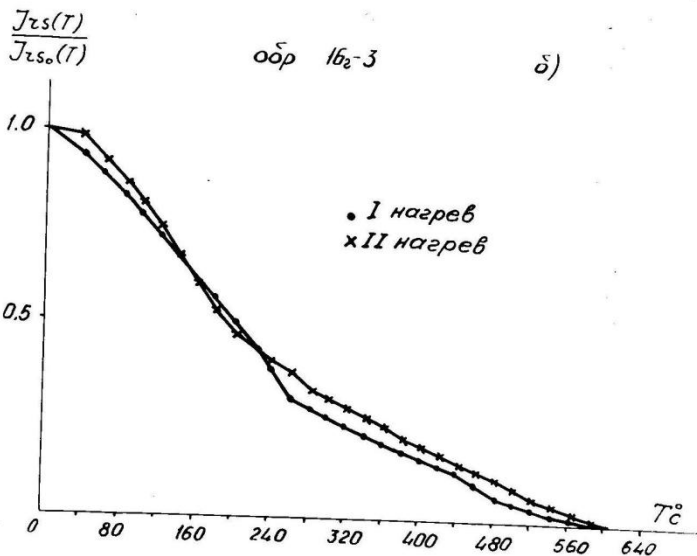
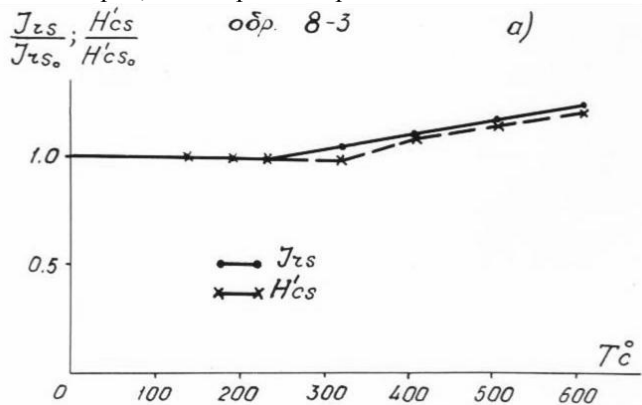


Рис. 1. Характерные термомагнитные кривые H'_{cs} и I_{rs} пород бассейна оз. Севан.

Это дает основание считать, что изменения направления намагниченности осадков разреза Аргичи отражают изменения направления геомагнитного поля в период образования этих осадков.

3. Разрез Норашен. В разрезе выделены два участка с повышенными значениями I_n - верхний и нижний. В верхней части разреза изменения I_n носят циклический характер, со средними значениями 50 и $80 \cdot 10^{-3}$ Си. В нижней части разреза I_n колеблется от 15 -и до $55 \cdot 10^{-3}$ Си. Величина Q колеблется от $0,02$ до $0,05$. На всех образцах коллекции была измерена относительная вязкость. Вязкая компонента не превышала 20% от I_n . В результате дифференциального анализа, по составу магнитной фракции, выделены 2 типа осадка. Первый тип, к которому относятся в основном породы из верхней части разреза, характеризуются присутствием магнетита с точкой Кюри $\sim 600^\circ\text{C}$ и с $H'cs \sim 800$ Э. В этой группе выделены также образцы, в которых во время нагревов отмечены присутствие титаномагнетита.

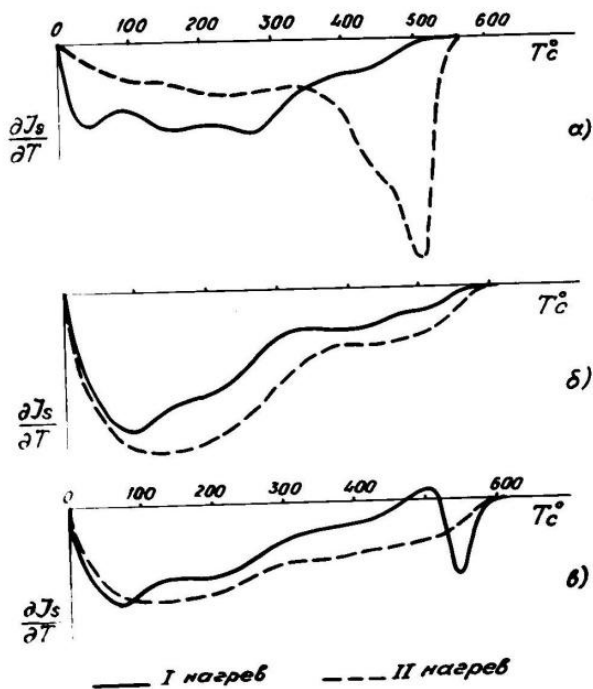


Рис. 2. Характерные кривые термодифференциального анализа изученных пород: а – разрез Дзгнагет; б – разрез Аргичи; в – разрез Норашен.

Второй тип осадков имеет более устойчивый состав. Точка Кюри образцов этой группы также не превышает 600°C , а разрушающее поле лежит в интервале 500 – 900 Э. По всей вероятности это свидетельствует о наличии мелкозернистого магнетита. Поведение I_n в переменном поле оказалось типичным для довольно мягкого ферромагнетика с единственной компонентой намагниченности, направление которой остается неизменным во время размагничивания. Параметры насыщения I_{gs} и $H'cs$ почти не меняются во время

терморазмагничивания. Оптический анализ выделил окатанные зерна магнетита с размером 0,05–0,1 мм и зерна титаномагнетита обломочной формы с размером 0,01 мм и меньше.

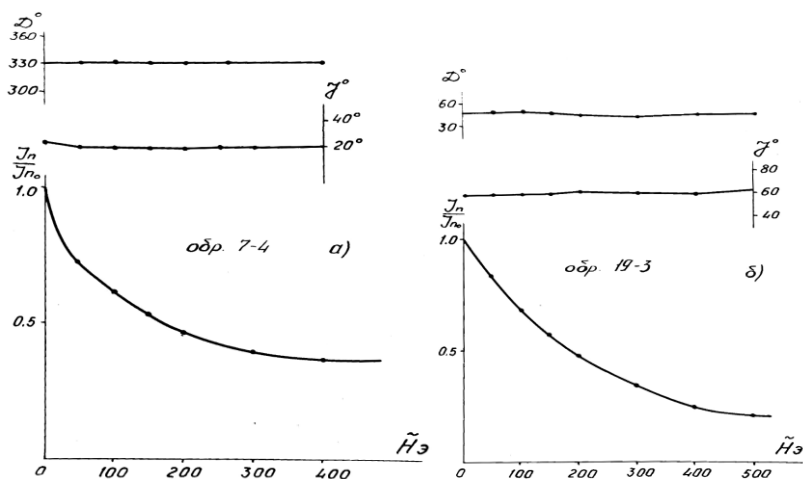


Рис. 3. Характерные кривые размагничивания I_n осадочных пород бассейна оз. Севан.

Таким образом, основными ферромагнетиками осадков этого разреза являются магнетит и титаномагнетит, которые чаще всего бывают первичными. В результате лабораторных исследований можно заключить:

- основными носителями намагниченности голоценовых осадочных пород бассейна озера Севан являются ферромагнетики магнетитового ряда, содержащиеся главным образом в частицах вулканогенных пород;
- первичная намагниченность изученных пород представляет собой сформировавшуюся во время отложения осадка ориентационную намагниченность;
- после магнитных чисток температурой 100–200 °С и переменным полем 100–300 Э, образцы пригодны для выделения палеогеомагнитных вариаций геомагнитного поля.

1. Минасян Д. О., Нечаева Т. Б., Вардамян А. А. Об одной возможности выделения палеогеомагнитных вариаций в эпохе Матуяма. Изв. НАН РА, Науки о Земле, №1, 2003, с7 40–44.
2. Петрова Г. Н., Поспелова Г. А., Нечаева Т. Б. Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом. М., Наука, 1992, 175 с.
3. Петрова Г. Н., Печерский Д. М. Палеомагнитные свидетельства глубинных процессов. Вестник ОГГГН РАН №3, 1998, с. 175–182.
4. Петрова Г. Н. Циклические изменения магнитного поля Земли. Физика Земли, 2002, №5, с. 5–14.
5. Саядян Ю. В. Севан природный «климатограф» голоцена. В кн. «Вопросы геологии голоцена». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1985, с. 61–65.

Вариации напряженности геомагнитного поля в последние полтора тысячелетия в районе Таманского полуострова

И. Е. Начасова, К. С. Бураков, О. В. Пилипенко, Г. П. Марков

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

Проведены археомагнитные исследования коллекции образцов из археологического памятника — городища Гермонасса (г. Тамань), относящихся к временному интервалу VII–XVII в.в.н.э. Целью исследований было получение данных о напряженности геомагнитного поля и ее изменении в последние полтора тысячелетия.

Для определения напряженности древнего геомагнитного поля применялся модифицированный метод Телье [Бураков и др., 2005] (с коррекцией на анизотропию магнитной восприимчивости и на химические изменения ферромагнитной фракции образцов при лабораторных нагревах). Исследовано 117 фрагментов керамики (7 определений было отбраковано из-за больших ошибок этих определений).

Материал отбирался из трех разрезов северного раскопа памятника. Согласно археологической датировке разрез в южной стенке северного раскопа содержит материал, относящийся к временному интервалу VII–XVI вв.н.э. (образцы № 910–934, 941–1000), культурные отложения разреза в восточной стенке относятся к временному интервалу от средневековья до середины XVII в. н. э. (образцы № 935–940). Еще одним местом отбора керамического материала был разрез в районе площадки 34 северного раскопа памятника. Накопление культурных отложений этого разреза происходило во временной интервал IX–XV вв. н. э. (образцы № 589–611). Отбор керамического материала производился послойно по мощности разреза. Подробность отбора определялась наличием керамического материала в культурных отложениях.

Археологические датировки сделаны по керамическому материалу, типичному для определенного временного интервала, продолжительность которого лежит в пределах от 20 до 200 лет. Длительность временного интервала, к которому относится время захоронения керамического материала, имеет неопределенность, связанную с тем, что керамика определенного вида могла изготавливаться в продолжительный отрезок времени.

Кроме того, дополнительно были исследованы также фрагменты керамики, отобранные ранее (не из исследованных разрезов культурных отложений памятника), датированные археологически (образцы № 500–518, 909, 1017–1018, 1028–1031). Этот материал относится к временному интервалу VIII–XX вв. н. э.

Послойный отбор керамического материала позволил, используя имеющиеся археологические датировки в качестве реперов и глубину залегания слоев культурных отложений, из которых отобран материал, не имеющий археологической датировки, предложить датировку этих слоев, т.е. временную привязку исследованного керамического материала. Для этого определя-

лась скорость накопления культурных отложений между слоями, по материалу которых сделано археологическое датирование.

Наиболее представительным является разрез в южной стенке северного раскопа (образцы № 941–1000), мощность которого 220 см. Глубины залегания слоев культурных отложений, из которых отобран исследованный керамический материал, составляют от 50 до 270 см. Материал был отобран из 15 слоев. Для культурных отложений этого разреза южной стенки северного раскопа имеется четыре реперных датировки — VII в.н.э. (глубина залегания слоя, из которого отобраны образцы № 999, 1000 — 270 см от поверхности), VIII в.н.э.(образцы № 996–998 — глубина залегания 208 см), IX в. н. э. (образцы № 966, 968, 970–972 — глубина залегания 150 см) и XII в. н. э. (образец № 948 — глубина залегания 85 см). На временном интервале VII–IX вв.н.э. образцы были отобраны из 8 слоев, залегающих на глубине от 148 до 270 см. По средней для этого временного интервала скорости накопления культурных отложений были определены временные отрезки накопления слоев, в которых не было датирующего материала. Согласно археологической датировке слоя на глубине 85 см (XII в. н. э.) скорость накопления культурных отложений во временном интервале IX–XII вв. н. э. существенно возросла. Временная привязка полученных данных о напряженности геомагнитного поля по материалу верхней части разреза (по образцам из культурных отложений на глубине 50–140 см) сделана на основании полученной скорости накопления на временном интервале IX–XII вв. н. э.

На приведенном ниже рисунке показаны значения напряженности геомагнитного поля (средние для слоев культурных отложений и фрагментов керамики, имеющей одинаковую датировку), вертикальными линиями показаны пределы изменения напряженности поля.

Ниже в Таблице приведены средние значения напряженности геомагнитного поля, полученные по материалу из слоя (для каждого разреза и отдельно для археологически датированной керамики), даны пределы датировки керамики из отдельных слоев. Археологические датировки слоев выделены жирным шрифтом.

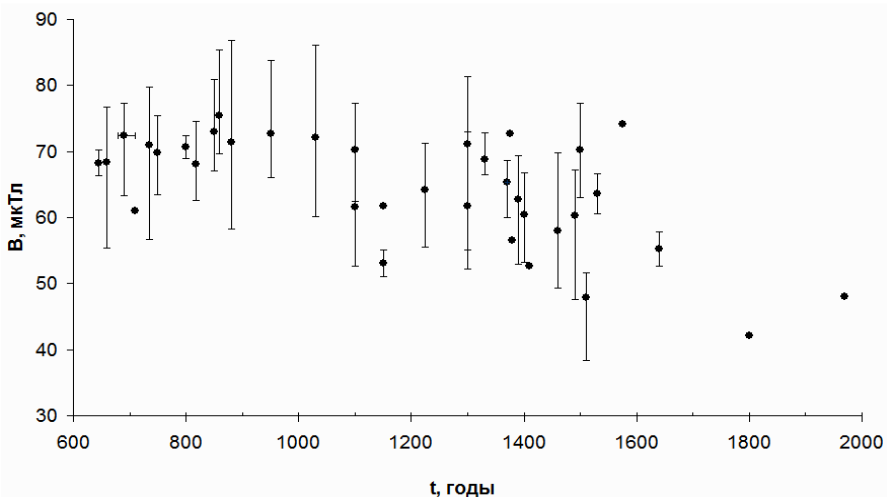


Рис. Средние для слоев культурных отложений и фрагментов керамики значения напряженности геомагнитного поля B (мкТл).

Приведенные на рисунке и в Таблице результаты показывают следующее:

VII–VIII вв. н. э.: средний уровень напряженности геомагнитного поля на этом временном интервале почти не менялся;

IX век: небольшое повышение напряженности;

X–XII вв.: понижение напряженности, скорость понижения напряженности поля значительно возросла в XII веке;

XIII век: повышение напряженности поля;

XIV–XV вв.: понижение среднего уровня напряженности геомагнитного поля;

XVI век: повышение напряженности геомагнитного поля;

XVII век: получено всего три определения, которые свидетельствуют о понижении напряженности поля.

Следует отметить, что по фрагменту керамики, отобранному из слоя, отнесенного к интервалу XVIII – XIX вв.н.э., получено достаточно низкое значение напряженности поля (42.1 ± 0.7 мкТл). При этом прямые инструментальные наблюдения поля в обсерватории в Одессе (ближайшей к району Тамани) свидетельствуют о том, что напряженность геомагнитного поля во временном интервале вторая половина XIX–XX век изменялась в пределах 47–48 мкТл. Можно предположить, что примерно такой же уровень геомагнитного поля был и в XVIII веке.

Проведенное исследование показало также, что напряженность геомагнитного поля в районе памятника Гермонасса в последние полтора тысячелетия изменялась в пределах от ~ 40 до 85 мкТл. Плавное изменение напряженности поля имеет максимум в районе IX–XI вв. н. э., основной тенденцией изменения напряженности поля в последнее тысячелетие является уменьшение (см. рис.).

Таблица. Напряженность геомагнитного поля и датировки.

	Дата, годы н.э.	±Δ, годы	Средняя напряженность геомагнитного поля, мкТл
Северный раскоп, площадка 34, образцы № 589–611.	860	60	75,4
	1100	10	70,3
	1300	100	61,7
	1370	50	65,4
	1375	50	72,7
	1380	20	56,6
	1410	30	52,7
Северный раскоп, южная стенка, образцы № 910–1000	645	20	68,2
	660	20	68,3
	690	10	72,4
	710	10	61,0
	735	15	71,0
	750	30	69,8
	815	35	68,1
	850	30	73,0
	880	20	71,4
	950	50	72,7
	1030	50	72,1
	1100	50	61,6
	1150	50	61,8
	1225	50	64,2
	1325	50	62,1
	1330	30	68,8
	1390	20	62,7
	1400	50	60,4
	1490	20	60,3
	1510	10	47,9
1530	30	63,6	
1575	25	74,1	
1800	100	42,1*	
Керамика, датированная археологически, образцы № 500–518	800	100	70,7
	1150	50	53,1
	1300	100	61,7
	1350	50	57,2
	1500	100	70,2
	1640	10	55,2

* – данные Одесской обсерватории.

На плавное изменение напряженности накладываются квазипериодические колебания. Характерное время наиболее выраженных колебаний можно оценить примерно в три столетия. Вариации подобной продолжительности были отмечены ранее при рассмотрении вариаций напряженности геомаг-

нитного поля в различных регионах на разных временных интервалах. Полученная картина изменения напряженности геомагнитного поля хорошо согласуется с картиной вариаций напряженности поля, полученной по результатам исследования керамического материала из археологических памятников Грузии и Средней Азии [Начасова, 1998].

По данным, полученным по результатам исследования материалов из археологических памятников Болгарии [Начасова, 1998] и Испании [Начасова и др., в печати], максимум плавного изменения напряженности геомагнитного поля в этих регионах приходится на несколько более ранний временной интервал, чем в районе Таманского п-ова. В X в. в этих регионах отмечается уже резкое падение напряженности поля.

Таким образом, из сравнения данных об изменении напряженности геомагнитного поля в рассматриваемый временной интервал в регионах Пиренейского и Таманского п-ов можно сделать вывод о восточном сдвиге времени наступления максимума плавного изменения напряженности геомагнитного поля. Последний вывод представляется достаточно важным и, несомненно, требует дальнейших подтверждений археомагнитными данными из равнодолготных археологических памятников.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 13-05-00431) и Министерства образования и науки РФ (грант № 14.Z.50.31.0017).

1. Бураков К.С., Начасова И.Е., Нахейра Т., Молина Ф., Камара Х.А. Напряженность геомагнитного поля в Испании во втором тысячелетии до нашей эры // Физика Земли. 2005. № 8. С. 28–40.
2. Начасова И.Е. Характеристики вариаций напряженности геомагнитного поля по археомагнитным данным // Автореф. докт. дисс. 1998. М. ОИФЗ РАН. 65 с.
3. Начасова И.Е., [Бураков К.С.], Пилипенко О.В., Марков Г.П. Вариации геомагнитного поля и температуры в Испании в последнее тысячелетие // Физика Земли. (в печати).

Петромагнетизм донных отложений озера Чаны (Западная Сибирь)

В. В. Никитина, А. Ю. Казанский

Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Троицк, Москва

Бессточное озеро Чаны находится в центральной части Барабинской степи, оно является самым крупным естественным водоемом Западно-Сибирской низменности и территории Новосибирской области, состоит из 4 плесов: Юдинский, Яркровский, Тагано-Казанский и Чиняихинский. Положение на границе степной и лесостепной зон придает Чанам свойство индикатора при выявлении фаз повышенной и пониженной водности, что выражается в пульсации озера — в колебаниях его уровня [1]. Отбор образцов на петромагнитные исследования производился из западного Юдинского плеса (мощность керн 610 см) и из восточного Яркковского плеса (мощность 276

см). Всего было изготовлено и измерено 326 образцов. Измерения проводились на коэрцитивном спектрометре конструкции П.Г. Ясонова в лаборатории «Геодинамики и палеомагнетизма» ИНГ СО РАН. На основе кривых остаточного и индуктивного намагничивания для каждого образца рассчитаны три группы петромагнитных параметров: концентрационно-чувствительные (первая группа), структурно-чувствительные (вторая группа) и параметры определяющие размер магнитного зерна и состояние магнитной фракции (третья группа). Интерпретация петромагнитных измерений выполнялась по стандартным методикам [2]. Результаты измерений сопоставлялись с литологическим описанием керна, составленным Кривоногов С.К. в ИГМ СО РАН.

Петромагнитные исследования

Юдинский плес является гипергалинным бассейном – большим испарителем, в который происходил сброс вод из остальной части озера Чаны, поэтому при общем понижении уровня озера этот плес нередко высыхал. В последние десятилетия Юдинский плес практически осушился. Разрез отложений Юдинского плеса представлен пятью горизонтами: 1 — сушлинок легкий, 2 — соленосный горизонт, 3 — глинистый алевроит, 4 — песок, 5 — глинистый алевроит (рис. 1).

Первая группа параметров отражает концентрацию в осадке минералов с различным магнитным состоянием (ферромагнетики и парамагнетики). По всем параметрам (X_p , X_{int}) четко прослеживается разделение керна отложений на 2 горизонта: верхний (0–415 см) характеризуется высоким содержанием ферромагнетиков и нижний (415–610 см) со значительно меньшим содержанием ферромагнетиков (рис. 1). Резко выделяется преобладание парамагнитных минералов (X_p) в подстилающей толще (415–610 см), ярко виден большой разброс значений, что говорит о нестабильности условий осадконакопления.

Вторая группа параметров характеризует частично состав ферромагнетика (магнитную жесткость) и позволяют делать оценку размеров магнитного зерна. Параметр S отражает присутствие в составе отложений (0–415 см) магнитомягких минералов, а во втором горизонте (415–610 см) магнитожестких минералов, что говорит о среде, в которой накапливался осадок, в первом случае она была восстановительной или нейтральной, а во втором – окислительной. Отличительной особенностью поведения многих петромагнитных параметров является их явное изменение в литологически однородной толще на глубине 170 см.

Третья группа параметров позволяет дать еще одну оценку размеров магнитного зерна. Параметры V_{sc}/V_{cf} и X_{fer}/J_r четко разделяют донные отложения на три крупных интервала: 0–170 см, 170–415 см, 415–610 см (рис.1). Диаграмма Дея-Данлопа количественно отражает доменный состав магнитной фракции, так горизонт (170–415 см), выделяемый по многим петромагнитным параметрам, занимает ограниченную область на диаграмме (рис. 2). Верхний горизонт (0–170 см) занимает переходную область от ПСД к МД, МД зерна, как правило, имеют, терригенное происхождение, а нижняя

часть разреза (415–610 см) соответствует области перехода от ПСД к ОД, ОД зерна отвечают обстановкам биогенного происхождения магнитных минералов.

Третья группа параметров позволяет дать еще одну оценку размеров магнитного зерна. Параметры V_{sr}/V_{sf} и X_{fer}/J_r четко разделяют донные отложения на три крупных интервала: 0–170 см, 170–415 см, 415–610 см (рис. 1). Диаграмма Дея-Данлопа количественно отражает доменный состав магнитной фракции, так горизонт (170–415 см), выделяемый по многим петромагнитным параметрам, занимает ограниченную область на диаграмме (рис. 2). Верхний горизонт (0–170 см) занимает переходную область от ПСД к МД, МД зерна, как правило, имеют, терригенное происхождение, а нижняя часть разреза (415–610 см) соответствует области перехода от ПСД к ОД, ОД зерна отвечают обстановкам биогенного происхождения магнитных минералов.

Ярковский плес является самым восточным плесом озера Чаны. Донные отложения Ярковского плеса представлены двумя горизонтами: 1 — суглинок опесчаненный, с большим количеством органики, 2 — супесь черноватая, обогатенная органикой (рис. 3).

Первая группа параметров указывает на высокое содержание ферромагнетиков в нижней части отложений (220–276 см) по сравнению с верхней частью (0–220 см). По литологическому описанию разделение толщи отложений проходит на уровне 200 см, но по петромагнитным данным эта граница фиксируется на 220 см. Небольшая изменчивость магнитных характеристик в нижнем горизонте (220–276 см), в целом, указывает на низкую динамику и стабильность условий осадконакопления в данный период. По относительному вкладу ферро- и парамагнетиков (J_r/J_g) резко выделяется преобладание парамагнитных минералов в верхней толще (0–220 см) по сравнению с ниже лежащей (рис. 3).

Вторая группа параметров: V_s и S отражают повышенную концентрацию магнито жестких минералов в магнитной фракции нижнего горизонта (200–276 см) осадконакопление происходило в окислительных обстановках, верхняя горизонт (0–200 см) содержит в основном магнитомягкие минералы (среда нейтральная или восстановительная) (рис. 3).

Третья группа параметров: образцы из нижнего горизонта (200–276 см) образуют на диаграмме Дея-Данлопа компактную группу, образцы их верхнего слоя растянуты вдоль теоретической кривой, для этого горизонта характерны постоянно меняющиеся условия седиментации (рис. 2). По параметру V_{sr}/V_{sf} видна четкая граница между двумя горизонтами 0–220 см, и 220–276 см. Хорошо видны различия в условиях осадконакопления в верхнем и нижнем горизонтах (рис. 3).

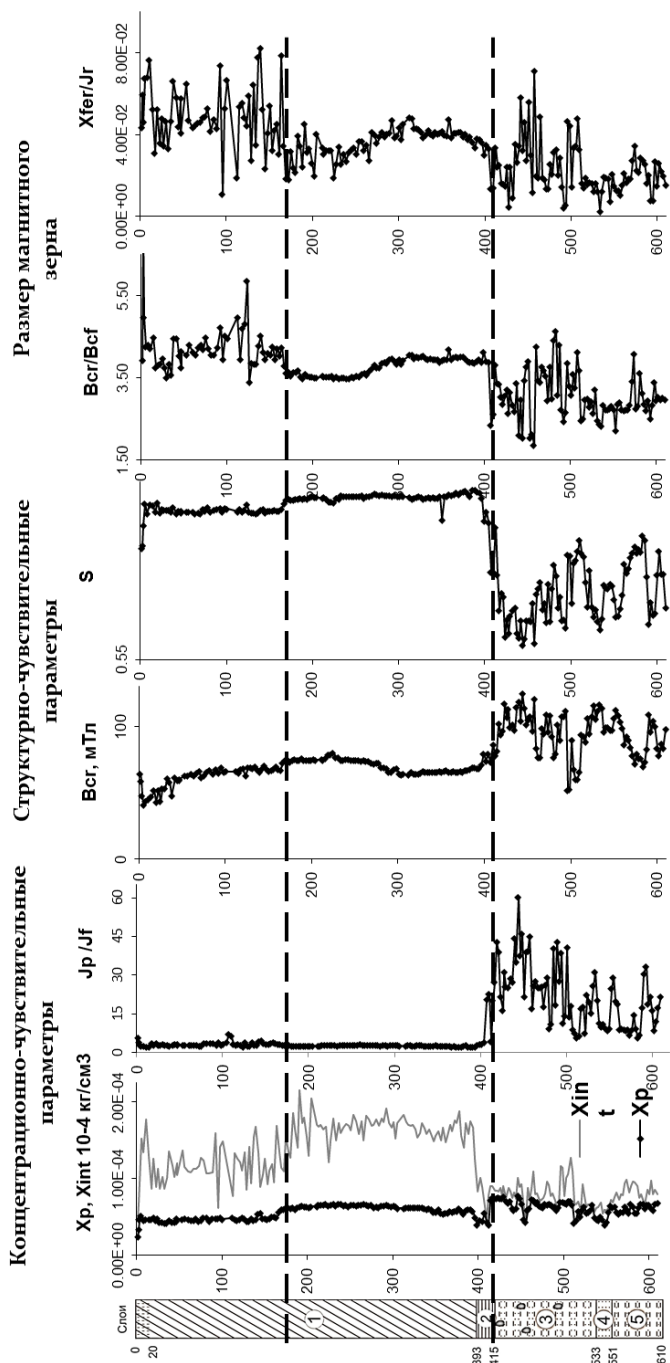


Рис. 1. Литологическая колонка и параметры магнитного гистерезиса донных отложений Юдинского плеса. Описание литологии керны в тексте. Петромагнитные параметры: X_{int} — начальная магнитная восприимчивость, X_r — магнитная восприимчивость парамагнитной составляющей, X_{fer} — магнитная восприимчивость ферромагнитной составляющей, J_f — остаточная намагниченность насыщения, J_r — индуктивная намагниченность насыщения в поле 0,7 Тл, J_r/J_f — намагниченность парамагнитной компоненты в поле 0,7 Тл, J_f — намагниченность парамагнитной компоненты в поле 0,7 Тл, J_r — намагниченность парамагнитной компоненты в поле 0,7 Тл, J_f — намагниченность парамагнитной компоненты в поле 0,7 Тл, J_r — намагниченность парамагнитной компоненты в поле 0,7 Тл, J_r/J_f — отношение парамагнитной и ферромагнитной компонент в общий магнетизм осадков, V_{cr} — коэрцитивная сила остаточной намагниченности насыщения, S — параметр магнитной жесткости (J_f 300мТл/ J_r 700мТл), V_{cr} — коэрцитивная сила намагниченности насыщения за вычетом влияния парамагнитной компоненты, отражает соотношение магнитомягких и магнито жестких минералов.

Доменное состояние магнитной фракции Юдинского и Ярковского плесов

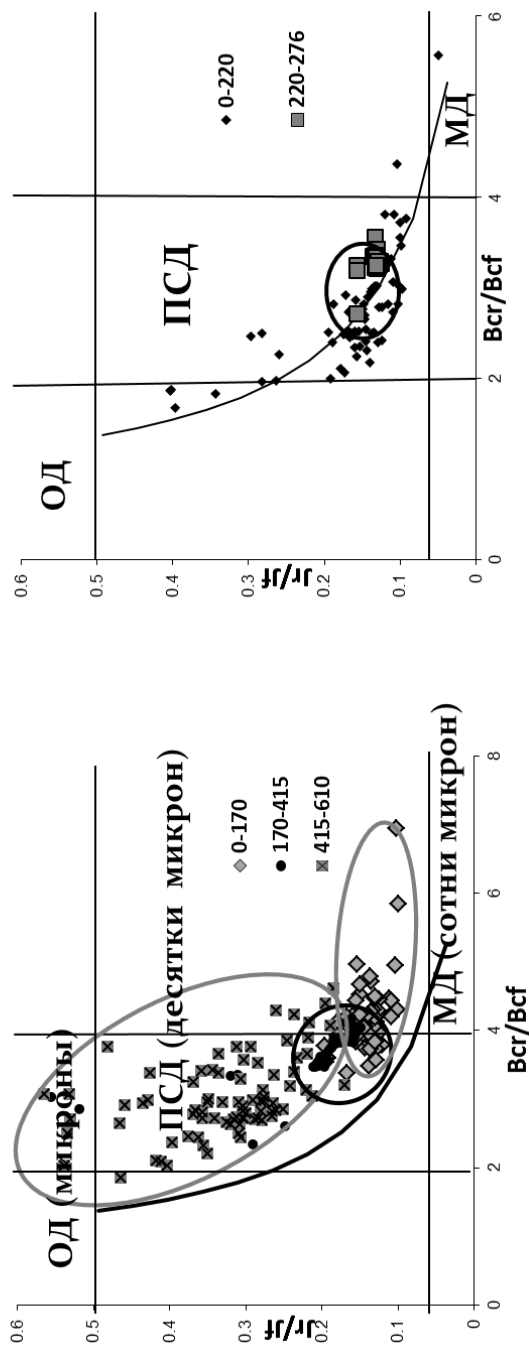


Рис. 2. Диаграммы Дея-Данлопа для донных отложений Юдинского (слева) и Ярковского плесов (справа). Диаграмма Дея-Данлопа [3], [4] — позволяют дать оценку размеров магнитного зерна, по положению точки на диаграмме χ_r/χ_f , $MД$ определяется доменное состояние магнитных зерен — однодоменное (ОД), псевдооднодоменное (ПСД) или многодоменное (МД).

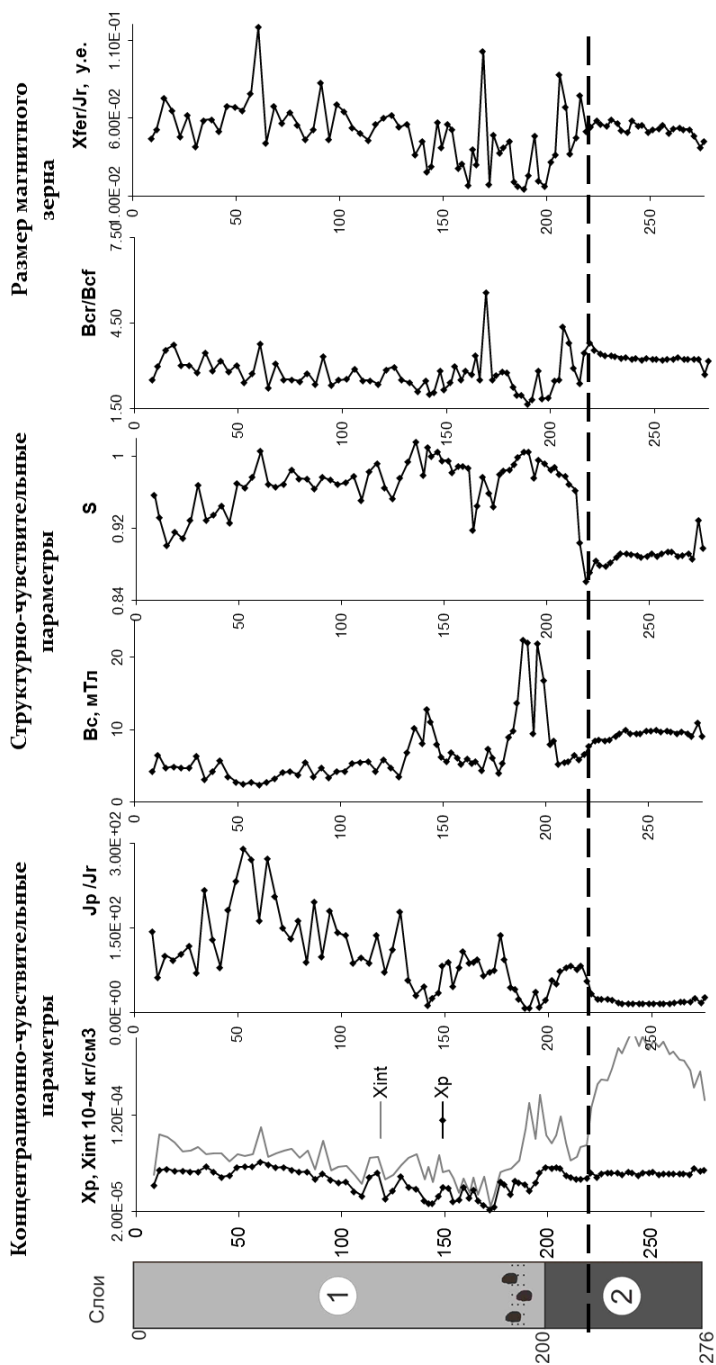


Рис. 3. Литологическая колонка и параметры магнитного гистерезиса донных отложений Ярковского плеса. Расшифровка петро-магнитных параметров в описании к рис. 1. Описание литологии керн в тексте.

Корреляция колонок донных отложений

Корреляция донных отложений Юдинского и Ярковского плесов сделана в предположении, что в обеих колонках зафиксировано одно и то же событие – смена стабильного озерного режима с очень узким интервалом размеров магнитных зерен биохимического происхождения на нестабильный режим, осложненный эоловым и аллювиальным поступлением осадочного материала. В этом случае граница на глубине 220 см в Ярковском плесе, соответствует границе на глубине 170 см в Юдинском плесе (рис. 4).

Предполагаемое сопоставление разрезов Юдинского плеса и Ярковского плеса

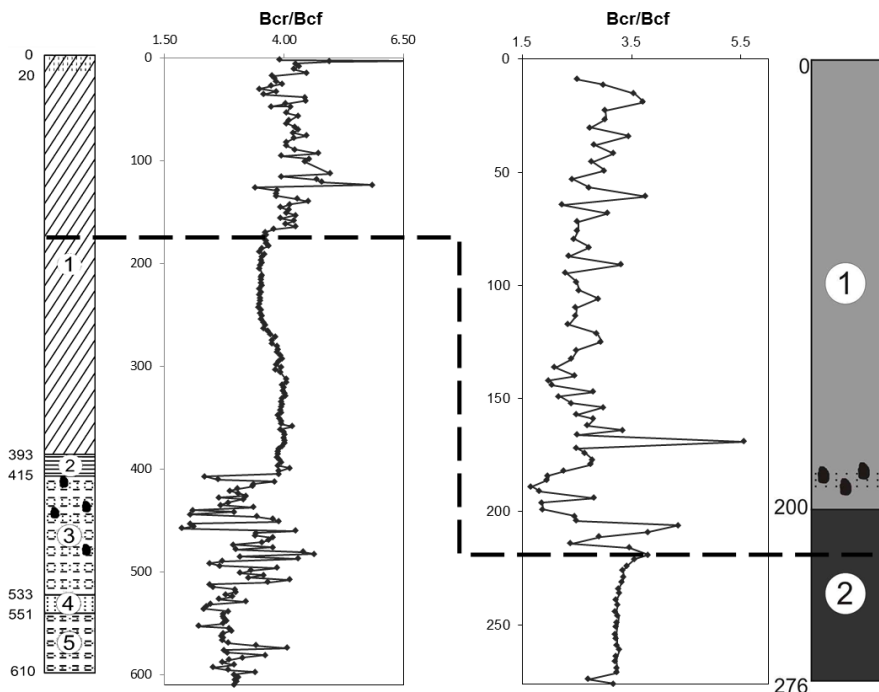


Рис. 4. Корреляция колонок донных отложений по петромагнитным параметрам. Расшифровка петромагнитных параметров в описании к рис. 1. Описание литологии керн в тексте.

Такое предположение дает основу для сравнения петромагнитных параметров по обеим колонкам. Сравнение показывает, что ниже границы 170 см в Юдинском плесе все петромагнитные параметры ведут себя одинаково, выше этой границы их поведение существенно различается (рис. 5). Значения параметра S в отложениях Юдинского плеса уменьшаются, а Ярковского возрастают, т.е. в Юдинском плесе обстановка осадконакопления способствовала окислению ферромагнитных минералов, а в Ярковском плесе была нейтральной или восстановительной. По параметру J_r/J_f в Ярковском плесе уве-

личилось количество парамагнитных минералов (появился дополнительный источник сноса), тогда как в Юдинском плесе это соотношение почти не изменилось.

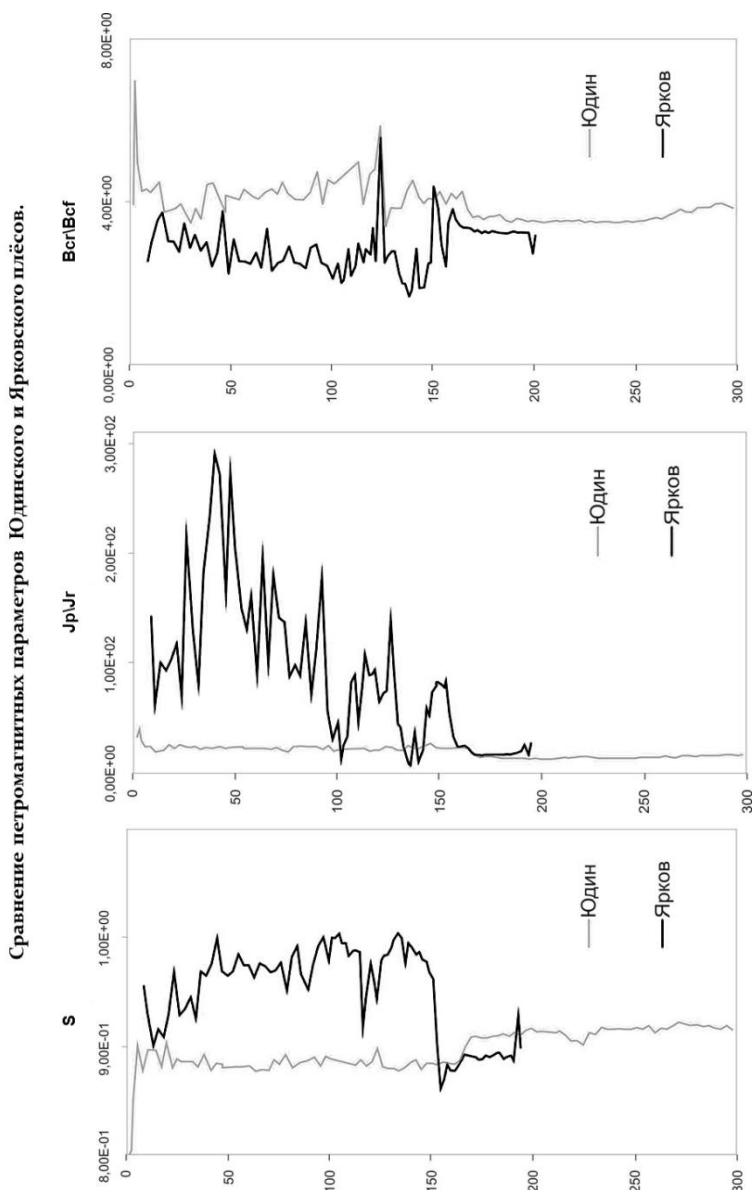


Рис. 5. Сопоставление петромагнитных параметров Юдинского и Ярковского плёсов. Расшифровка петромагнитных параметров в описании к рис. 1. Описание литологии керны в тексте.

Размер магнитных зерен в обеих колонках сильно изменчив, хотя можно проследить закономерность – большие вариации в размерах магнитного зерна, указывают на его терригенное эоловое происхождение, а общая тенденция в изменениях – на единый источник его поступления.

Выводы

Изменения магнитных характеристик обусловлены вариациями концентрации, структуры и состава ферромагнитных зерен. Магнитные характеристики донных отложений Озера Чаны (Юдинский и Ялковский плесы) хорошо отражают литологическое строение разрезов и могут дать дополнительную информацию об изменении обстановок осадконакопления. Корреляция колонок по петромагнитным данным позволила установить последовательность событий в геологической истории озера, а также оценить сходства и различия в условиях осадконакопления на последнем этапе формирования отложений, перечислим эти особенности: для Юдинского плеса характерна более высокая степень окисления магнитных зерен; в Ялковском плесе зафиксирован дополнительный источник парамагнитного материала, установлено терригенное происхождение магнитных зерен в обоих плесах и общая тенденция в интенсивности их поступления в озеро.

Таким образом, петромагнитные данные по донным осадкам озер являются важным источником информации об изменениях окружающей среды и климата в четвертичное время. Безусловно, для воссоздания полной палеоклиматической картины необходима интерпретация петромагнитных данных в комплексе с данными других методов. Мультидисциплинарный подход при изучении палеоклимата, включавший и петромагнитные исследования был использован для двух озер Новосибирской области: Ложка (Венгеровский район) [5] и оз. Белое (Колыванский район) [6].

1. Смирнова Н.П., Шнитников А.В. Пульсирующее озеро Чаны. Наука 1982, с. 304
2. Evans M.E., Heller F. Environmental Magnetism. New York: Academic Press. 2003. 299 p.
3. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. Vol. 13. P. 260–267.
4. Dunlop, D.J. Theory and application of the Day plot (M-rs/M-s versus H-cr/H-c) // J. Geophys. Res. S Solid Earth. 2002. Vol. 107. Iss. B3. P. 2046–2067.
5. Казанский А.Ю., Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Молодин В.И., Матасова Г.Г., Чемякина М.А., Абзаева А.А., Летунова П.П., Кулагина Н.В. Реконструкция среды обитания древнего человека для комплекса археологических памятников у озера Большая ложка // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий: Материалы Годовой сессии Ин-та археологии и этнографии СО РАН 2007 г. Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2007. Т. XIII. С. 249–254.
6. Krivonogov S., Takahara H., Bobriv V., Bortnikova S., Ignatova N., Kazansky A., Khazin L., Khazina I., Klimin M., Phedorin M., Preis Y., Sakai H., Yamamuro M. Multiproxy paleoenvironmental study of Beloe Lake, Novosibirsk, Western Siberia // Proceedings of the 4th International Symposium of Terrestrial Environmental Changes in East Eurasia and Adjacent Areas. – Gyeongju. Korea, 2005, p.66–69.

Новые данные по палеомагнетизму неопротерозоя Туруханского района

В. Э. Павлов¹, П. Ю. Петров²

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

²Геологический институт РАН, Москва

Несмотря на то, что история изучения палеомагнетизма верхнего рифея Сибирской платформы насчитывает уже несколько десятилетий, вопрос о положении неопротерозойских палеомагнитных полюсов остается одной из нерешенных проблем сибирской палеомагнитологии. Отчасти, причиной этому является то, что продолжительность позднего рифея (около 400 млн. лет) просто несопоставима с объемом проведенных исследований и требуются значительные усилия для того, чтобы получить такое количество палеомагнитных определений, которое было бы достаточно для сколько-нибудь точного представления о характере миграции палеомагнитного полюса Сибирской платформы в позднем рифее (неопротерозое).

Одним из перспективных объектов для получения неопротерозойских палеомагнитных полюсов Сибирской платформы является Туруханский опорный разрез, породы, которого, формировались, вероятно, в интервале 1050–800 млн. лет назад. В то же время, этот разрез, как показывает уже накопленный опыт работ [1, 2], достаточно непрост для палеомагнитных исследований в силу значительного преобладания темноцветных пород, широкого распространения наложенных вторичных компонент. С другой стороны, отдельные стратиграфические горизонты Туруханского разреза могут содержать достаточно простую и относительно легко интерпретируемую запись. К таким горизонтам, в первую очередь, относятся красноцветные строматолитовые горизонты, содержащиеся в деревнинской свите Туруханского рифея. Ранее нами эти породы уже изучались [1], однако, впоследствии были проведены дополнительные исследования, что позволяет представить значительно более надежные, чем ранее палеомагнитные данные по деревнинской свите.

В стратиграфической последовательности района (рис. 1) деревнинская свита слагает нижнюю часть верхнерифейского разреза Туруханского поднятия и представляет собой пестроокрашенную толщу терригенно-карбонатных, главным образом строматолитовых пород. Свита отделена поверхностью регионального перерыва от нижележащей среднерифейской известняково-доломитовой сухотунгусинской свиты. Достоверные изотопно-геохронологические данные по рифею Туруханского поднятия ограничены Pb-Pb изохронной датировкой карбонатов сухотунгусинской свиты равной 1035 ± 60 млн. лет. Уточнению возраста рифейских отложений Туруханского поднятия способствует их корреляция с отложениями Енисейского кряжа и Учуро-Майского района, основанная на комплексе биостратиграфических, изотопно-геохронологических и C- и Sr-изотопных данных [3]. В частности, в качестве аналога деревнинской свиты в Учуро-Майском районе, рассматривается нижняя часть лахандинской серии (нерюенская свита), датированная 1025 ± 40 млн. лет. Таким образом, имеющиеся данные указывают на то, что

формирование деревянной свиты происходило в самом начале мезопротерозоя, в относительной близости от рубежа 1000 млн. лет.

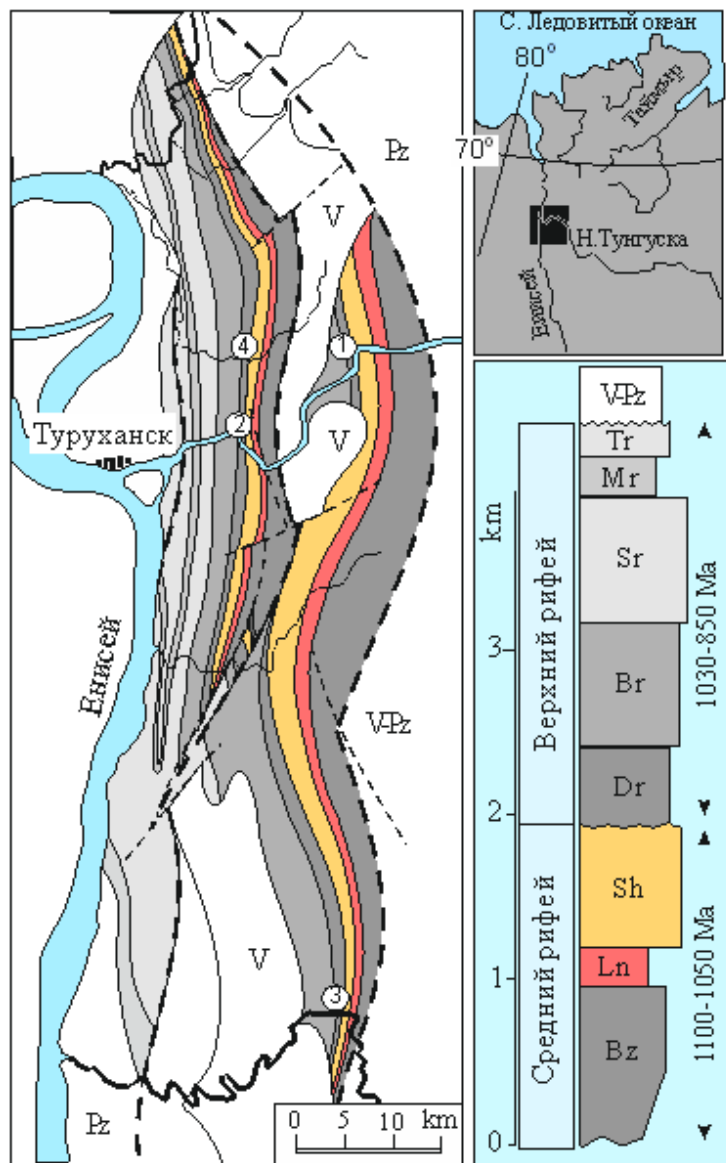


Рис. 1. Стратиграфическая и геологическая схема рифея Туруханского района. Изученные обнажения: 1 – Нижняя Тунгуска, восточный блок, 2 – Нижняя Тунгуска, западный блок, 3 – Сухая Тунгуска, 4 – Малая Шориха. Свиты: Bz – безамвонская, Ln – линок, Sh – сухогунгусинская, Dr – деревянная, Br – буровая, Sr – шорихинская, Mr – миродихинская, Tr – туруханская. V-Pz – вендские и палеозойские отложения.

Палеомагнитные данные по деревянной свите были получены по 4 удаленным друг от друга обнажениям, расположенным в долине р. Н Тунгуска,

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

Проблема контаминации полностью не исключается и для высокотемпературной компоненты, тем не менее, направления НТ, выделенные во всех 4 изученных обнажениях согласуются между собой и при сравнении дают положительный тест складки. Возраст складчатости в регионе — довендский (вендские породы платоновской свиты залегают на верхнем рифее с угловым несогласием), что, хотя и ограничивает время формирования намагниченности поздним рифеем, все-таки оставляет возможность для гипотезы позднем (последеревнинском) времени формирования высокотемпературной компоненты. Дополнительные довод в пользу первичности НТ появляется при сравнении соответствующего полюса с палеомагнитным полюсом близкой по возрасту лахандинской серии Учуро-Майского района ($Plat = 13.3$; $Plong = 23.2$; $A95 = 10.7^\circ$; [4]). При введении поправки, учитывающей раскрытие Вилюйской рифтовой системы (эйлеровский полюс 62° с. ш., 117° в. д., вращение $+20^\circ$, [5]), эти полюсы оказываются вблизи друг от друга, при этом полярность выделенных деревнинских направлений ровно такая же, как у палеомагнитных направлений пород лахандинской серии. Отметим, что при сравнении с полюсом мильконской подсвиты (нижняя часть лахандинской серии; с коррекцией за открытие Вилюйского рифта: $Plat = -0.5$; $Plong = 31.9$; $A95 = 5.3$) совпадение полюсов становится почти идеальным.

Полученный новый палеомагнитный полюс не позволяет сколько-нибудь значительно нарастить неопротерозойскую траекторию миграции полюса для Сибирской платформы, однако, во-первых, существенно поддерживает надежность уже имевшегося лахандинского раннеопротерозойского полюса, во-вторых, служит еще одним доказательством относительного вращения Ангаро-Анабарского и Алданского блоков в палеозое и, в третьих, поддерживает гипотезу о преимущественно дипольном характере геомагнитного поля в начале неопротерозоя.

Таблица 1. Палеомагнитные направления деревнинской свиты.

Обнажение, координаты	N	Современная система координат				Древняя система координат			
		D	I	K	α_{95}	D	I	K	α_{95}
Высокотемпературная компонента									
Нижняя Тунгуска, Восточный блок, 65°49' 88°16'	16	225.0	38.1	38.1	6.1	231.8	18.6	40.9	5.8
Нижняя Тунгуска, западный блок 65°56' 88°30'	19	232.4	28.8	27.7	6.9	239.4	15.9	29.2	6.3
Сухая Тунгуска 65°14' 88°28'	14	221.2	45.0	48.3	5.8	242.7	21.4	47.0	5.9
Малая Шориха 66°01' 88°08'	4	232.4	44.1	223.8	6.2	238.9	18.2	223.4	6.2
Среднее по обнажениям	4	227.9	39.1	89.4	9.8	238.2	18.6	274.9	5.6
Палеомагнитный полюс: Plat= -3.4; Plong = 30.9; A95=5.3									

1. Павлов В.Э., Петров П.Ю. Палеомагнитное исследование рифейских отложений Туруханского района. //Физика Земли, 1996, N3, с.70–81.
2. Попов В.В., Комиссарова Р.А., Храмов А.Н. Палеомагнетизм опорных разрезов рифея и венда Туруханского района. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Борок. 22–25 октября 2009 г. Борок, 2009.
3. Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J. et al. Global events across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Prec. Res. 2001, Vol.111, p.165–202.
4. Павлов В.Э., Галле И., Шаццло А.В. Палеомагнетизм верхнерифейской лахандинской серии Учуро-Майского района и гипотеза позднепротерозойского суперконтинента.// Физика Земли. 2000. №8, С.23–34.
5. V. Pavlov, V. Bachtadse, V. Mikhailov. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks. Earth and Planetary Science Letters, Volume 276, Issues 3–4, Pages 229–242.

Стратиграфическая позиция верхних горизонтов рифея Туруханского и Учуро-Майского районов Сибири

П. Ю. Петров², В. Э. Павлов¹

¹Геологический институт РАН, Москва

²Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва

Понимание возрастных соотношений верхнерифейских свит Учуро-Майского и Туруханского опорных разрезов имеет принципиальное значение для разработки неопротерозойского сегмента траектории кажущейся миграции полюса для Сибирской платформы. В частности, большой интерес представляет определение относительного возраста пород уйской серии Учуро-Майского района и мироедихинской свиты Туруханского района, по которым нами получены относительно надежные палеомагнитные полюсы.

Рифейские отложения Туруханского и Учуро-Майского районов, приуроченные к противоположным окраинам Сибирской платформы и повсеместно срезанные венд-кембрийским юдомским комплексом, имеют весьма сходные последовательности литофаций и ассоциаций строматолитов (Семихатов, Серебряков 1983), органостенных и окремненных микробиот (Сергеев, 2006), а также палеомагнитной (Gallet et al., 2000) и C- Sr-изотопной (Bartley et al., 2001) записи на уровне керпильской и лахандинской серий. Хорошо выраженный предлахандинский стратиграфический перерыв там и тут четко маркирует границу среднего и верхнего рифея, которая в настоящее время датируется 1030 млн. лет (Семихатов и др., 2000). Напротив, стратиграфическое положение верхних горизонтов рифея на уровне уйской серии Учуро-Майского района и верхней части разреза Туруханского поднятия (буровой – туруханская свиты) рассматривается неоднозначно (Семихатов, Серебряков 1983; Павлов и др., 2002; Хоментовский, 2005).

Мегацикличность рифейских бассейнов. Рифейская история бассейнов Туруханского поднятия отражена в трех мегациклах (Петров, 2006). Такие мегациклы, ограниченные в кровле поверхностью максимального обмеления (Ms), представляют собой пару трансгрессивно-регрессивных последовательностей (стадий), не равноценных по амплитуде изменения уровня моря. Последовательности разделены поверхностью обмеления (ms) и включают два максимума затопления: главный (Mf), приходящийся примерно на середину мегацикла, и максимум второго порядка (mf) ранней, не всегда сохранявшейся трансгрессивной стадии (рис. 1).

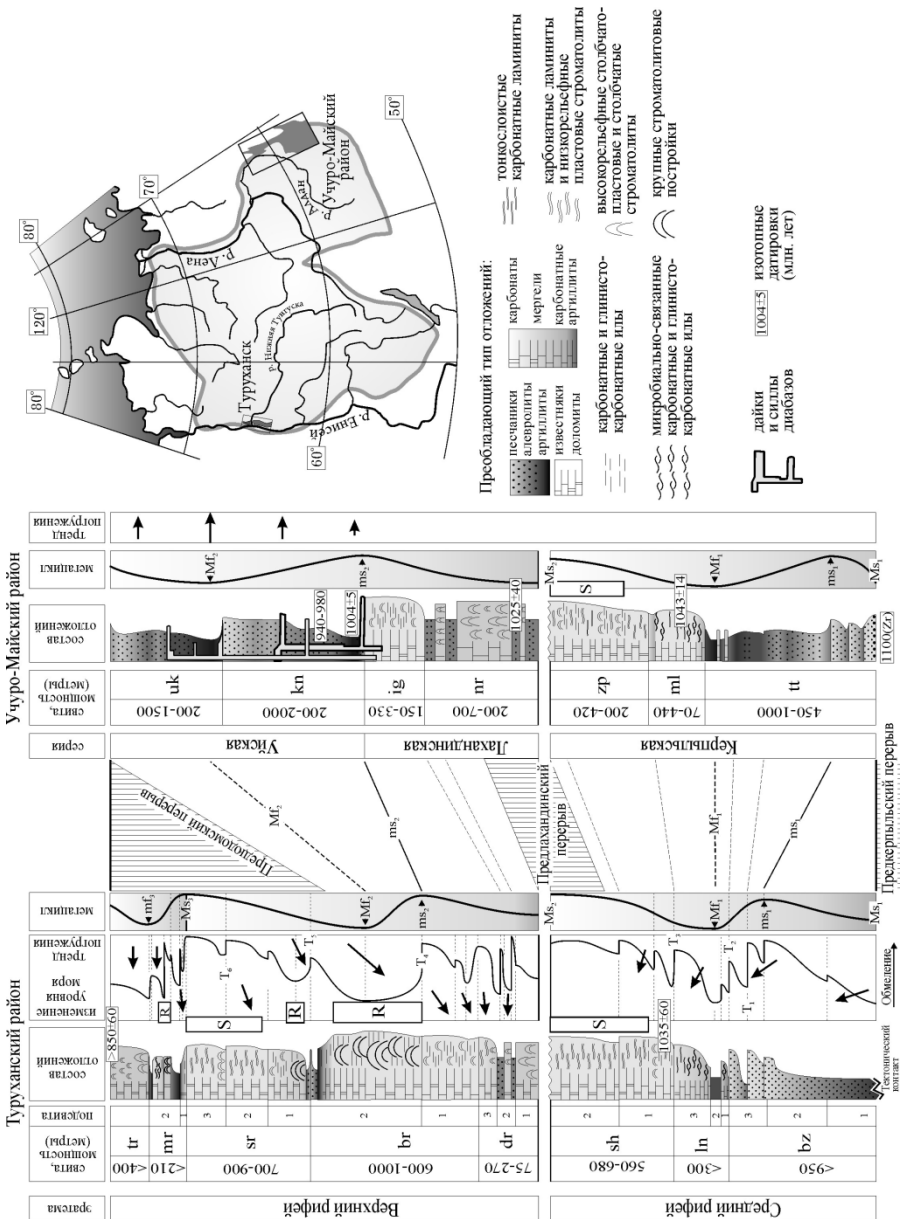


Рис. 1. Корреляция осадочных последовательностей рифа Туруханского и Учуро-Майского районов Сибирской платформы. Ms — максимумы обмеления первого порядка (границы мегациклов), ms — максимумы обмеления второго порядка, Mf — главные максимумы затопления, mf — максимумы затопления второго порядка. T — трансгрессии. R — интервалы развития строматолитовых рифов. S — мелководные карбонатные шельфы.

Свиты Туруханского рифея: bz — безыменная, ln — линок, sh — сухотунгусинская, dr — деревнинская, br — буровой, sr — шорихинская, mr — мироедихинская, tr — туруханская. Свиты рифея Учуро-Майского района: tt — тоттинская, ml — малгинская, zp — ципандинская, nr — нерюенская, ig — игниканская, kn — кандыкская, uk — устькирбинская.

Мегациклы, как и разделяющие их стратиграфические перерывы, являются отражением тектонической цикличности в развитии региона, при этом поверхности затоплений – есть результат наложения подъема уровня моря на погружение территории. Процессы интенсивного погружения наблюдаются в первой половине истории мегацикла. В результате, прослеживается ряд от бассейнов силикокластической или карбонатно-силикокластической седиментации с выраженными трендами погружения (рампы, узкие, в том числе обрамленные шельфы) к плоским мелководным карбонатным платформам, существовавшим в сравнительно длительные периоды тектонической стабилизации. Схема событийной корреляции на основе мегацикличности показана на рис 1. Следуя приведенным построениям и принимая приблизительную синхронность тектонических процессов в рассматриваемых районах, верхнерифейский разрез Сибирского гипостратотипа существенно (в масштабе целого мегацикла) достраивается мощными последовательностями шорихинской, мироедихинской и туруханской свит.

Палеонтологические, изотопно-геохронологические и палеомагнитные данные. Из анализа последовательности ископаемых микробиот в Туруханском и Учуро-Майском районе следует два основных вывода (см. Сергеев, 2006). Во-первых, принципиальных различий между лахандинской и уйской микробиотами нет. Во-вторых, появление принципиальных эволюционных новаций в микробиотах наблюдается в Туруханском районе лишь с началом мироедихинской трансгрессии (Вейс и др. 1998; 1999).

Несмотря на отсутствие надежных изотопных датировок верхнерифейского разреза Туруханского поднятия, заметные различия в изотопном возрасте рассматриваемых горизонтов вполне очевидны (рис. 1). Возраст синформационных кандыкских силлов составляет 940–1000 млн. лет (см. Павлов и др., 2002), а возраст гранитоидов Енисейского кряжа, внедренных в стратиграфические аналоги туруханско-мироедихинского горизонта – около 850 млн. лет (Семихатов, Серебряков, 1983; Ножкин и др. 1999). Этот же возраст отражает событие регионального метеорного катагенеза, затронувшего K-Ar и Rb-Sr изотопные системы филосиликатов на различных горизонтах Туруханского рифея (Горохов и др. 1995). Следовательно, рубеж в 850 млн. лет формально представляет верхний возрастной предел, а именно некоторый временной интервал, лежащий внутри предюдомского (предверхневендского) перерыва, когда изученные толщи были уже не только сформированы и подняты выше уровня моря, но и значительно эродированы. Очевидно, что возраст мироедихинско-туруханских бассейнов был существенно древнее. Оценивая время бесперерывной седиментации полного мегацикла примерно в 30–50 млн. лет, мироедихинско-туруханские осадки накапливались около 900–950 млн.

лет назад, на 50 млн. лет позднее формирования уйской серии Учуро-Майского района.

1. *Вейс А. Ф., Петров П. Ю., Воробьева Н. Г.* Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 1. Состав и фациально-экологическое распределение органостенных микрофоссилий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т.6. N 5. С. 15–38.
2. *Вейс А. Ф., Петров П. Ю., Воробьева Н. Г.* Мироедихинская микробиота верхнего рифея Сибири. Сообщение 2. Интерпретация в терминах биотической палеосукцессии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 18–40.
3. *Горохов И. М., Семихатов М. А., Баскаков А. В. и др.* Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 1. С. 3–33.
4. *Ножкин А. Д., Туркина О. М., Бибилова Е. В. и др.* Рифейские гранито-гнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 9. С. 1305–1313.
5. *Павлов В. Э., Галле И., Петров П. Ю., Журавлев Д. З., Шаццлло А. В.* Уйская серия и позднепротерозойские силлы Учуро-Майского района: изотопные и палеомагнитные данные подтверждают возможность вхождения Сибири в состав суперконтинента Родиния. // Геотектоника. Т. 36, №4, 2002. С. 278–291.
6. *Петров П. Ю.* Рифейские бассейны Туруханского поднятия Сибири: природа, история развития и роль биотической составляющей в процессах седиментогенеза // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. ГИН РАН. Москва 2006. 24 с.
7. *Семихатов М. А., Овчинникова Г. В., Горохов И. М. и др.* Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 2. С.216–221.
8. *Хоментовский В. В.* Актуальные вопросы стратиграфии неопротерозоя в Сибирском гипостратотипе рифея // Геология и Геофизика. 2005. Т. 46. № 5. С. 529–545.
9. *Bartley J. K., Semikhatov M. A., Kaufman A. J. et al.* Global events across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Precamb. Res. 2001. V. 111. № 1–4. P. 165–202.
10. *Gallet Y., Pavlov V. E., Semikhatov M. A., Petrov, P. Yu.* 2000 Late Mesoproterozoic magnetostratigraphic results from Siberia: Paleogeographic implications and magnetic field behavior. J. Geophys. Res. Vol. 105, No. B7, pp. 16,481–16,499.

Петромагнитные исследования пород подводных вулканов Курильской островной дуги

О. В. Пилипенко¹, В. А. Рашидов², В. В. Петрова³

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

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

³Геологический институт РАН, Москва

Введение. В период с 1981 по 1991 гг. в рейсах научно-исследовательского судна «Вулканолог» был выполнен большой объем геолого-геофизических исследований по изучению подводных вулканов Курильской островной дуги (КОД). К настоящему времени авторский коллектив продолжил петромагнитные исследования имеющейся коллекции горных пород, драгированных на подводных вулканах [Пилипенко, Рашидов, 2013; Пилипенко и др., 2012а, 2012б]. Выполнены измерения стандартных петромагнитных параметров, термомагнитный анализ, петрологические исследования и микрозондовый анализ.

Методика петромагнитных и петрофизических исследований. Петромагнитные исследования были проведены в лаборатории «Главного геомагнитного поля и петромагнетизма» Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Измерения естественной остаточной намагниченности NRM проведены на магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия), магнитной восприимчивости (K) и степени анизотропии (P') магнитной восприимчивости (AMS) — на каппаметре Multi-Function Kappabridge (AGICO, Чехия), чистка переменным магнитным полем — на установке переменного поля в трех положениях образца внутри катушки с переменным током, магнитное поле которой могло изменяться в пределах от 0 до 100 мТл при экранированном внешнем магнитном поле. Для измерения использовались дубли кубиков с ребром 1 см. На всех образцах изучена стабильность NRM по отношению к воздействию переменного магнитного поля. Для этого были сняты полные кривые размагничивания переменным магнитным полем максимум до величины 100 мТл с шагом 5 мТл и измерена величина медианного магнитного поля $B_{0.5}$, при котором остаточная намагниченность убывает вдвое.

Проведены следования состава магнитной фракции путем насыщения в постоянном магнитном поле образцов, определения значений остаточной коэрцитивной силы V_{CG} , снятия кривых магнитного гистерезиса. Выполнены два вида термомагнитного анализа (ТМА): на вибромагнитометре (ОРИОН, Россия) по зависимости намагниченности насыщения M_s в поле ~ 0.8 Тл в атмосфере воздуха на образцах объемом ~ 1 см³ от температуры (Т) и на двухкомпонентном термомагнитометре (ОРИОН, Россия) по зависимости остаточной намагниченности насыщения M_{rs} от Т на образцах-дублях объемом ~ 1 см³ в атмосфере воздуха. Оценка доменного состояния проведена по величине отношений M_{rs}/M_s и V_{CG}/V_C , определенным по кривым магнитного гистерезиса [Day et al., 1977].

Для подтверждения состава носителей NRM образцов были выполнены петрографические исследования и микрозондовый микроанализ на скани-

рующих электронных микроскопах «Jeol JSM-6480LV» на Геологическом факультете МГУ и «Cam Scan MV2300» в Геологическом институте РАН.

Результаты исследований. Исследования двух драгированных образцов с **подводного вулкана Крылатка** [Подводный..., 1992] – порфиривого андезита В17-37/3 и афирового дацита В17-37/11 показали, что последний образец демонстрирует диамагнитные свойства, имея низкую отрицательную величину K (Таблица). Напротив, образец В17-37/3 показывает высокие величины K , изотропен, его намагниченность обусловлена наличием в составе магнитомягкого минерала ($B_{сг}=16$ мТл, $B_{0,5}=8$ мТл). ТМА показал, что основным носителем NRM в данном образце порфиривого андезита являются зерна титаномагнетита. Размер зерен лежит в псевдооднодоменной области (Таблица).

Исследования образцов различных пород (андезибазальт В17-44/1, габбродиорит В17-45/1, базальт В17-46/1 и андезибазальт В17-46/7) драгированных на **подводном вулкане 6.13** [Подводный..., 1992] показали, что у образца габбродиорита В17-45/1 намагниченность обусловлена содержанием низкокоэрцитивных MD магнитных зерен ($B_{сг} = 23$ мТл, см. Таблицу), также образец обладает степенью анизотропии до 8 %. У этого образца наблюдается спад намагниченности с ростом магнитной восприимчивости, что объясняется зависимостью от размера магнитного зерна. Намагниченность остальных образцов (андезибазальт В17-44/1, базальт В17-46/1 и андезибазальт В17-46/7) обусловлена содержанием низкокоэрцитивных PSD магнитных зерен ($B_{сг} = -23$ мТл), степень анизотропии ~ 2 %. У перечисленных образцов наблюдается рост намагниченности с ростом магнитной восприимчивости, что объясняется ростом концентрации зерен носителей.

ТМА по $Mrs(T)$ образцов габбродиорит В17-45/1, базальт В17-46/1 и андезибазальт В17-46/7 говорит о том, что основным носителем намагниченности является магнетит с температурой блокирования в районе 580–590 °С. Кривая второго нагрева проходит либо ниже кривой первого нагрева и повторяет ее ход (образцы В17-46/1 и В17-46/7), либо почти совпадает с кривой первого нагрева (образец В17-45/1). Как кривые первого нагрева, так и кривые второго нагрева имеют практически ту же самую температуру блокирования. Такая картина может говорить о том, что основным носителем намагниченности в данных образцах является магнетит. В ходе нагрева происходит частичное окисление магнетита и переход его в маггемит, что объясняет падение остаточной намагниченности насыщения. Не исключено, что в естественных условиях в этих образцах произошло гетерофазное разложение первичного титаномагнетита до магнетита и ильменита.

Таблица. Петромагнитные характеристики драгированных образцов горных пород подводных вулканов Курильской островной дуги.

№ п/п	Номера образцов	Описание образцов	NRM, А/м	$K \times 10^{-3}$	P'	Bcr, мТл	$B_{0.5}$, мТл	Mrs/ Ms	Bcr/ Bc	Структура
Подводный вулкан Крылатка										
1	B17-37/3	андезит порфировый	0.95	41.39	1.017	16	8	0.05	3.23	PSD
2	B17-37/11	дацит афировый	1.52	-2.53×10^{-3}	1.652	31	6	–	–	–
Подводный вулкан Юбилейный										
3	B24-2/4	андезибаазальт порфировый	3.08	36.23	1.025	22	70	0.06	4.47	PSD
4	B24-2/7	андезибаазальт порфировый	5.32	31.47	1.019	18	>100	0.06		PSD
5	B24-2/12a	андезибаазальт порфировый	1.91	36.92	1.023	17	90	0.03		MD
6	B24-31/4	андезибаазальт порфировый	0.25	39.19	1.049	8	75	0.049		MD
7	B24-32/5	базальт порфировый	0.39	40.60	1.029	18	7	0.02		MD
Подводный вулканический массив Эдельштейна										
8	B17-51/2	андезибаазальт порфировый	1.53	42.46	1.034	18	27	0.02		MD
9	B17-51/4	андезибаазальт порфировый	1.70	39.3	1.056	18	28	0.02	6.10	MD
10	B17-51/8	андезибаазальт афировый	31.6	19.23	1.029	28	100	0.16		PSD
11	B40-26/2	андезибаазальт порфировый	0.68	48.46	1.049	17	9	0.01		MD
12	B40-26/3	андезибаазальт афировый	10.18	16.29	1.012	41	>100	0.17		PSD
Подводный вулкан Смирнова										
13	B11-73/8	андезибаазальт порфировый	0.53	30.23	1.018	20	14	0.06		PSD
14	B11-73/10	дацит субафировый	0.54	20.00	1.058	21	33	0.01		MD
15	B11-73/20	андезит афировый	0.42	38.19	1.093	18	57	0.03	4.92	MD
Подводный вулкан Белянкина										
16	B11-72/3	базальт порфировый	22.5	44.38	1.023	43	>100	0.27		PSD
17	B17-49/2	базальт порфировый	7.33	39.18	1.028	53	>100	0.09	8.62	MD
18	B17-49/5	базальт порфировый	0.15	10.50	1.064	23	92	0.04		MD
Подводный вулкан 1.4										
19	B34-101/1	дациандезит афировый	0.22	39.49	1.027	17	15	0.01	7.76	MD
20	B40-32/7	андезибаазальт порфировый	4.27	16.67	1.010	18	27	0.1		PSD
Подводный вулкан Григорьева										
21	B11-52/5	базальт афировый	18.9	49.41	1.019	26	70	0.14	1.78	SD
22	B11-52/6	базальт афировый	15.3	20.09	1.017	17	89	0.29		PSD
23	B11-52/22	базальт порфировый	4.12	50.4	1.017	22	35	0.07		PSD

Подводный вулканический массив Рикорда										
24	B25-32/1-1	андезибазальт	2.35	17.88	1.030	18	49	0.08	2.4	PSD
25	B25-32/3-1	базальт	3.96	11.81	1.032	22	29	0.16	1.5	PSD
26	B25-32/4-1	базальт	3.51	12.51	1.058	22	29	0.24	1.3	PSD
27	B25-32/5-1	базальт	5.99	9.07	1.056	18	55	0.26	1.1	PSD
28	B25-32/9-1	андезит	0.87	14.57	1.036	23	97	0.14	1.6	PSD
29	B25-32/11-1	базальт	5.32	13.67	1.024	23	28	0.17	1.3	PSD
30	B25-32/12-1	плагиобазальт	8.57	22.94	1.021	19	80	0.14	1.5	PSD
31	B25-32/16-1	андезит	0.21	33.47	1.009	12	8	0.03	3.4	PSD
Подводный вулкан 6.13										
32	B17-44/1	андезибазальт	6.43	23.91	1.017	23	61	0.12	1.4	PSD
33	B17-45/1	габбродиорит	1.86	18.03	1.079	23	61	0.13	1.5	MD
34	B17-46/1	базальт	3.35	17.54	1.019	23	56	0.05	4.29	PSD
35	B17-46/7	андезибазальт	3.46	21.03	1.016	23	46	0.10	2.5	PSD

Примечание: NRM — естественная остаточная намагниченность; K — магнитная восприимчивость; P' — степень анизотропии магнитной восприимчивости; V_{cг} — остаточная коэрцитивная сила; V_c — коэрцитивная сила; V_{0.5} — медианное поле; Mrs — остаточная намагниченность насыщения; Ms — намагниченность насыщения; SD — однодоменные зерна; MD — многодоменные зерна; PSD — псевдодоменные зерна.

В ТМА по Mrs(T) образца базальта B17-44/1 говорит о том, что основным носителем намагниченности является магнитный минерал с температурой блокирования в районе 400 °С. Кривая второго нагрева проходит чуть выше кривой первого нагрева, повторяет ее ход, температура блокирования смещается в сторону более высоких температур: ~450 °С. Такая картина говорит, что основным носителем намагниченности в данных образцах является титаномагнетит и/или окисленный титаномагнетит с содержанием Ti (X=0.24). В этих образцах в ходе нагрева до 700 °С происходит гетерофазное окисление титаномагнетита.

Исследования четырех образцов порфиривого андезибазальта (B24-2/4, B24-2/7, B4-2/12а, B24-31/4) и одного образца порфиривого базальта (B24-32/5), драгированных на **подводном вулкане Юбилейный** [Подводный..., 1992] показали, что все пять образцов имеют высокие значения магнитной восприимчивости и низкую степень магнитной анизотропии 2–5 % (Таблица). Образцы порфириковых андезибазальтов демонстрируют высокую стабильность по отношению к воздействию переменного магнитного поля. Магнитные свойства обусловлены содержанием низкокоэрцитивного минерала, V_{cг} = 8–22 мТл. ТМА этого же образца B24-31/4 показал, что основным носителем намагниченности в образцах являются зерна титаномагнетита, образование которого произошло еще в естественных подводных условиях. Размер зерен лежит в псевдооднодоменной и многодоменной области, причем относительно крупные многодоменные частицы, как и должно, быть, несут более низкую NRM.

Исследования одного образца андезибазальта B25-32/1, четырех образцов базальтов (B25-32/3, B25-32/4, B25-32/5, B25-32/11), двух образцов андезита (B25-32/9, B25-32/16) и одного образца плагиобазальта B25-32/12 драгированных на **подводном вулканическом массиве Рикорда** [Подводный..., 1992] показали, что, намагниченность обусловлена содержанием низкокоэр-

цитивных PSD магнитных зерен ($V_{сг} = 12\text{--}23$ мТл), степень анизотропии изменяется в диапазоне от 1 до 6 %, (Таблица). NRM образцов андезита В25-32/9 и плагиобазальта В25-32/12 устойчива к воздействию переменного магнитного поля, NRM остальных образцов — нет. ТМА по $Mrs(T)$ образцов В25-32/1, В25-32/3, В25-32/4, В25-32/11, В25-32/16 показал, что как на кривой первого нагрева, так и на кривой второго нагрева присутствует температура блокирования ($550\text{--}570$ °С), приближающаяся к точке Кюри магнетита. Кривая второго нагрева в основном повторяет ход кривой первого нагрева, но проходит несколько выше. Не исключено, что в этом образце в естественных природных условиях уже произошло и продолжает происходить в ходе нагрева до 700 °С гетерофазное разложение титаномагнетита до магнетита (что объясняет рост остаточной намагниченности насыщения) и ильменита.

ТМА по $Mrs(T)$ образцов В25-32/9, В25-32/12 показал, что основным носителем намагниченности является магнитный минерал с температурами блокирования в районе 440 °С и 470 °С, соответственно. Кривая второго нагрева проходит выше кривой первого нагрева, смещается в область более высоких температур и имеет перегиб в районе точки Кюри магнетита ~ 580 °С. Такая картина говорит о том, что основным носителем намагниченности в данных образцах является окисленный титаномагнетит с низким содержанием Ti ($X = 0.16\text{--}0.18$). В этих образцах в ходе нагрева до 700 °С происходит гетерофазное разложение титаномагнетита на магнетит и ильменит.

Другое поведение демонстрирует образец базальта В25-32/5 в ходе ТМА по $Mrs(T)$. В этом образце основным носителем намагниченности является магнитный минерал с температурой блокирования в районе 380 °С. Кривая второго нагрева проходит много ниже кривой первого нагрева. Такой эффект характерен для тонкого распада, когда при нагреве выше 500 °С идет частичная или полная гомогенизация титаномагнетита [Печерский, Диденко, 1985]. Основным носителем намагниченности в данных образцах является гетерофазно измененный титаномагнетит с низким содержанием Ti ($X=0.28$).

Исследования трех образцов порфиrowого андезибазальта (В17-51/2, В17-51/4, В40-26/2) и двух афировых андезибазальтов (В17-51/8, В40-26/3) драгированных на **вулканическом массиве Эдельштейна** [Подводный..., 1992] показали, что намагниченность порфиrowых андезибазальтов на порядок ниже, чем у афировых и меняется в диапазоне $0.68\text{--}1.53$ А/м. Напротив, магнитная восприимчивость в 2-3 раза выше и изменяется в диапазоне $(39.3\text{--}48.46)\times 10^{-3}$ ед. СИ (Таблица). У афировых андезибазальтов NRM изменяется в диапазоне $10.18\text{--}31.56$ А/м, $K = (16.29\text{--}19.23)\times 10^{-3}$ ед. СИ. Все образцы магнитно изотропны, степень магнитной анизотропии (AMS) изменяется от 1 до 6 %. Намагниченность порфиrowых андезибазальтов обусловлена содержанием большого числа крупных многодоменных зерен низкокоэрцитивных магнитных минералов. Об этом говорят величины $V_{сг} = 17\text{--}18$ мТл и отношений Mrs/M_s и $V_{сг}/V_c$ (Таблица). Намагниченность афировых андезибазальтов обусловлена содержанием псевдооднодоменных зерен магнитных минералов, остаточная коэрцитивность которых выше ($V_{сг} = 28\text{--}41$ мТл) и выше устойчивость по отношению к воздействию переменного магнитного поля ($V_{0.5}$

≥ 100 мТл). ТМА анализ образца порфиривого андизибазальта В17-51/4 показал, что основным носителем намагниченности здесь, скорее всего, является частично окисленный титаномагнетит с небольшим содержанием Ti: X ~ 0.05 %. После медленного охлаждения происходит дальнейшее окисление и образование окисленного титаномагнетита с меньшим содержанием Ti и с большей остаточной намагниченностью. Электронно-зондовый анализ семи вкрапленников титаномагнетита в образце порфиривого андизибазальта В17-51/4 показал наличие большого количества изоморфных примесей Mg, Al, V, Mn, что свидетельствует о разложении зерен титаномагнетита. Для случаев незамещенных кремнием зерен титаномагнетита, содержание Ti определено по отношению TiO_2/FeO : X ~ 0.14–0.18, что дает также высокие $T_c \sim 470$ –510 °С. Таким образом, в образце порфиривого андизибазальта В17-51/4 основным носителем намагниченности является низкотитанистый титаномагнетит, образовавшийся в результате гетерофазного распада первичномагматического титаномагнетита в природных условиях.

Исследования трех образцов (порфиристый андизибазальт В11-73/8, субафировый дацит В11-73/10 и афировый андезит В11-73/20), драгированных на **подводном вулкане Смирнова** [Подводный..., 1992], показали, что все они обладают относительно низкими значениями $NRM = 0.4$ –0.5 А/м и достаточно высокими значениями $K = (20$ –38) $\times 10^{-3}$ ед. СИ, что может говорить о высокой концентрации зерен-носителей NRM. Первые два образца магнитоизотропны, степень AMS в образце афирового андезита В11-73/20 достигает 9 %. Намагниченность образцов обусловлена содержанием псевдооднородных и многодоменных зерен низкокоэрцитивного магнитного минерала. Намагниченность неустойчива по отношению к воздействию переменного магнитного поля. Проведенный ТМА афирового андезита В11-73/20 показал, что как на кривой первого нагрева, так и на кривой второго нагрева присутствует температура блокирования, соответствующая точке Кюри магнетита ~570 °С. Кривая второго нагрева в основном повторяет ход кривой первого нагрева, но проходит несколько выше. Не исключено, что в этом образце в естественных подводных условиях уже частично произошло и продолжает происходить в процессе нагрева гетерофазное окисление первичного титаномагнетита до магнетита и ильменита. Проведенный электронно-зондовый анализ позволил рассчитать содержание Ti в химической формуле вельса по отношению TiO_2/FeO : X ~ 0.14–0.16, что дает для точек Кюри: $T_c = 490$ –510 °С. В данный интервал попадают точки Кюри экспериментально полученные по ТМА Ms(T).

Исследования трех образцов оливиновых порфиристых базальтов драгированных на **подводном вулкане Белянкина** [Подводный..., 1992] показали, что образцы демонстрируют разброс величин NRM в пределах одного порядка, величина K возрастает с увеличением NRM, что говорит о росте концентрации зерен носителей NRM. Образцы магнитоизотропны, остаточная коэрцитивная сила измеряется в диапазоне 23–53 мТл, NRM устойчива по отношению к разрушению переменным магнитным полем. Размер магнитных зерен лежит в псевдооднородной (PSD) – многодоменной (MD) области.

ТМА образца порфиривого базальта В17-49/2 говорит о том, что основным носителем намагниченности в данном образце является титаномагнетит с содержанием Ti ($X=0.22$) или окисленный титаномагнетит. Микронзондовый анализ трёх вкрапленников и одного микролита шлифа порфиривого базальта В17-49/2 позволил рассчитать содержание Ti по отношению TiO_2/FeO : $X \sim 0.24$, что дает $T_c \sim 430$ °С, которая хорошо совпадает с экспериментально обнаруженной по ТМА. Таким образом, в образце порфиривого базальта В17-49/2 основным носителем намагниченности является титаномагнетит.

Исследования двух образцов афирового дациандезита В34-101/1 и порфиривого андезибазальта В40-32/7 драгированных на **подводном вулкане 1.4** [Подводный..., 1992] показали, что намагниченность первого образца обусловлена содержанием относительно крупных MD магнитных зерен, низкокоэрцитивного магнитного минерала ($V_{90} = 17$ мТл, $V_{0.5} = 15$ мТл). Намагниченность второго – содержанием PSD магнитных зерен, также низкокоэрцитивного минерала ($V_{90} = 18$ мТл, $V_{0.5} = 27$ мТл). В образцах отсутствует AMS. ТМА образца афирового дациандезита В34-101/1 показал, что основным носителем намагниченности в данном образце являются зерна титаномагнетита с содержанием Ti в диапазоне ($X \sim 0.31-0.41$) или окисленный титаномагнетит. Исследование шлифов образца В34-101/1 показало, что породы представляют собой амфибол-двупироксен-плагиоклазовый андезит, в котором развиты оливин и титаномагнетит. Электронно-зондовый микроанализ 10 кристаллов титаномагнетита (четырёх вкрапленников и шести микролитов) шлифа афирового андезита В34-101/1 позволил рассчитать содержание титана X в зернах титаномагнетита, по отношению массовых процентов Ti/Fe без учета других примесей. Получено, что содержание титана в титаномагнетите $Fe_{(3-X)}Ti_XO_4$: $X \sim 0.13-0.17$, что соответствует точкам Кюри $T_c \sim 450-480$ °С. Этот расчетный интервал точек Кюри хорошо совпадает с экспериментально обнаруженными ТМА по $M_s(T)$, что свидетельствует, что основными носителями NRM в образце являются зёрна титаномагнетита.

Исследования двух образцов афирового базальта (В11-52/5 и В11-52/6) и одного образца порфиривого базальта (В11-52/22) драгированных на **подводном вулкане Григорьева** [Подводный..., 1992] показали, что все три образца магнитноизотропны ($AMS=2\%$), намагниченность обусловлена содержанием высокой концентрации низкокоэрцитивных PSD зерен ($V_{90} = 17-26$ мТл, см. Таблицу). Ступенчатое изотермическое намагничивание образца афирового базальта В11-52/6 в постоянном магнитном поле показало, что образец насыщается при 0.25 Тл. NRM образцов афирового базальта устойчива к воздействию переменного магнитного поля, NRM порфиривого базальта – нет. ТМА образца афирового базальта В11-52/6 показал, что основными носителями NRM являются PSD зерна титаномагнетита с различным процентным содержанием Ti . Микронзондовый анализ образца афирового базальта В11-52/6 позволил рассчитать содержание титана. Отношение массы титана к массе железа лежит в диапазоне 0.09–0.14, что соответствует в первом приближении содержанию титана в титаномагнетите $X \sim 0.28-0.42$ и диапазону точек Кюри $T_c \sim 270-370$ °С. Полученные расчетные точки Кюри

удовлетворительно совпадают с наблюдаемым диапазоном температур блокирования и точек Кюри, полученным ТМА по $M_{rs}(T)$ и $M_s(T)$, что подтверждает вывод, что основным носителем NRM является титаномагнетит. Помимо титаномагнетита с высоким содержанием Ti в породе присутствует продукт гетерофазного изменения титаномагнетита с низким содержанием Ti.

Выводы. В результате выполненных исследований изучены петромагнитные свойства образцов горных пород, слагающих постройки ряда подводных вулканов КОД, что делает более достоверной интерпретацию материалов изучения магнитного поля островодужных подводных вулканов Тихого океана. Сравнительный анализ магнитных свойств горных пород показал, что они сильно дифференцированы по величине NRM и K. Такая дифференциация связана с присутствием нескольких ферримагнетиков, образовавшихся как в процессе кристаллизации породы, так и после ее изменений в результате вторичных процессов. Установлено, что основными носителями намагниченности в изученных образцах горных пород, слагающих постройки подводных вулканов КОД, были однодоменные, псевдооднодоменные и многодоменные зерна неизмененного и окисленного титаномагнетита и магнетита.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 12-05-00156-а.

1. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан; петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
2. Пилипенко О.В., Рашидов В.А. Петромагнитные исследования горных пород подводных вулканов Идзу-Бонинской и Курильской островных дуг // Геология морей и океанов. Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 18-22 ноября 2013 г. Москва: ГЕОС, 2013. Т. 5. С. 209. 2013.
3. Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Ладыгин В.М. Петромагнитные исследования пород позднекайнозойских подводных вулканов островных дуг западной части Тихого океана // Материалы II Школы – семинара «Гординские чтения» Москва, 21–23 ноября 2012 г. М.: ИФЗ РАН, 2012а. С. 160–164.
4. Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Ладыгин В.М. Петромагнитные и петрофизические исследования пород позднекайнозойских подводных вулканов западной части Тихого океана // «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород» Материалы международной школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. СПб: СОЛЮ, 2012б. С. 184–191.
5. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука, 1992. 528 с.
6. Day R., Fuller M., Schmidt V. A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 13. P. 260–267.

Анализ компонентного состава естественной остаточной намагниченности отложений нижнего кембрия Сибирской платформы (Анабарская антеклиза, верховье реки Оленек)

В. П. Родионов

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург

На юго-восточном склоне Анабарского массива ($\varphi = 68.5\text{ N}$, $\lambda = 112.2\text{ E}$) в верховьях р. Оленек (от устья р. Арга-Сала до пос. Оленек) были проведены палеомагнитные исследования отложений эмяксинской свиты, томмотского яруса нижнего кембрия. Литолого-фациальный состав исследуемых отложений представлен толщей частого переслаивания известняков темно-сиреневых, глинистых, плитчатых и известняков коричневато-серых с прослоями тонко-плитчатых коричневых глин. Верхняя часть разреза также представлена переслаиванием известняков темно-коричневых, глинистых, тонкоплитчатых с известняками сиреневыми, глинистыми и включениями зеленых глин. Разрез венчается толщей светло-зеленоватых, тонкоплитчатых, глинистых мергелей. Отбор образцов из этой толщи не проводился в виду сильной выветрелости и разрушенности пород. Изучены два параллельных разреза общей мощностью 32 м каждый. Залегание пород горизонтальное. Частота отбора образцов в разрезе проводилась в стратиграфической последовательности снизу вверх с интервалом 1 м и лишь в неблагоприятных условиях интервал отбора увеличивался. Палеомагнитные исследования и обработка полученных данных проводилась по общепринятой методике. Изучения компонентного состава естественной остаточной намагниченности этих отложений проводились методом ступенчатого терморазмагничивания по общепринятой методике и выделения компонент с помощью диаграммы Зийдервельда по методике Киршвинка. На рис. 1 приведены характерные кривые размагничивания образцов. Выделенные компоненты на стереограммах представлены в виде кластеров рис. 2.

Первая компонента по направлению намагниченности близка к направлению современного поля. Деблокирующие ее температуры соответствуют 100° – 350° . Вторая компонента C2 с T_{ub} в интервале 200° – 450° по направлению не соответствует высокотемпературным компонентам. Носителями характерных компонентов C3A и C3B является магнетит и гематит, но по направлению они сильно различаются. Деблокирующие температуры компоненты C3A расположены в пределах 450° – 670° , а для C3B – соответствуют 500° – 640° . Таким образом, естественная остаточная намагниченность (ЕОН) отложений эмяксинской свиты томмотского яруса нижнего кембрия юго-восточного склона Анабарского поднятия представлена четырьмя компонентами: C1, C2, C3A и C3B. Компоненты C3A и C3B являются биполярными C3AN1R1 и C3BN2R2 (рис. 2). Временная характеристика этих компонент нижнего кембрия установлена на основании сравнительного анализа с компонентами опорных разрезов кембрия и ордовика близлежащих регионов.

Компонентный состав ЕОН, направление намагниченности компонент и положение их палеополюсов представлено в Табл. 1.

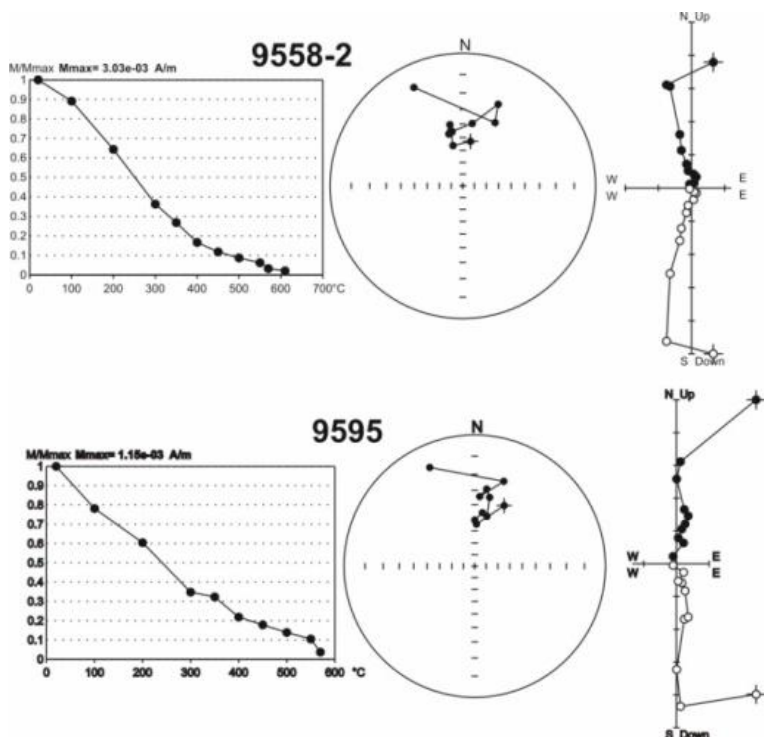


Рис. 1. Примеры температурного размагничивания образцов эмяксинской свиты томмотского яруса нижнего кембрия.

Магнетитовая компонента СЗАМ р.Оленек несколько отличается более высоким наклоном от гематитовой СЗАГ. Возможно, что она была подмагничена хотя и несущественно более поздним геомагнитным полем. Среднее положение палеополюсов этих трех регионов Сибирской платформы характеризуется высокой кучностью и малым разбросом палеополюсов (Табл. 2). Последующие компоненты возникшие при перемагничивании пород нижнего кембрия могли возникнуть при смене геомагнитной полярности и последующей геодинамической перестройки земной коры. Для установления времени перемагничивания пород и возникновения вторичных компонент проведен расчет положения палеомагнитных полюсов для временного интервала конца среднего кембрия и начала среднего ордовика. Именно в это время геомагнитное поле неоднократно переходило от нестабильного состояния к стабильному и наоборот. В этом временном интервале были осреднены палеомагнитные полюсы примыкающих регионов для верхнего кембрия, нижнего ордовика и нижнего – среднего ордовика. Результаты положения

средних палеополлюсов и палеополлюсов для компонентов СЗВ и С2 приведены в Табл. 3.

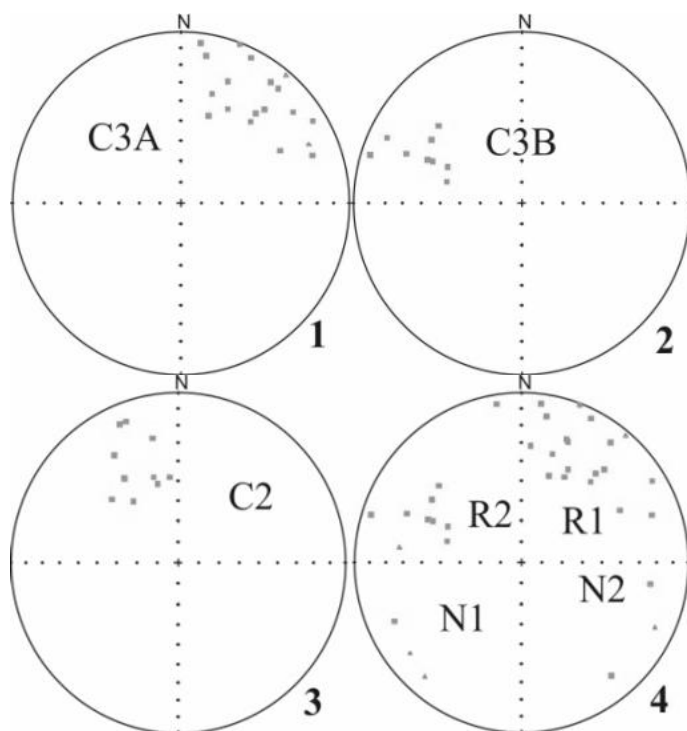


Рис. 2. Распределения характерных компонент J_n эмьяксинской свиты томмотского яруса нижнего кембрия: 1 — С3А; 2 — С3В; 3 — С2, 4 — биполярные компоненты J_n : С3А(Р1) и N1 и С3В(Р2) и N2.

Таблица 1.

Компонент—Е1	φ	λ	N	D_s	I_s	K_s	α_{95}	Φ	Λ	dp	dm	φ_m
р. Оленек С3А	68	112.2	19NR	36.7	19.1	11.5	10.3	26.5	250.7	5.6	10.7	9.8
С3А гематит	68	112.2	9	37.9	13.8	15.2	13.6	23.6	250.6	7.1	13.9	7.0
С3А магнетит	68	112.2	10	35.4	24.1	9.3	16.7	29.6	251.6	9.5	17.9	12.6
Вторичн. комп. С3В (НТС)	68	112.2	9	296.0	32.9	23.2	10.9	26.1	4.4	7.0	12.4	17.9
Вторичн. NW С2-PL	68	112.2	11	354.7	28.5	17.0	11.4	36.6	298.6	6.9	12.5	15.2

Таблица 2.

Компонент	φ	λ	N	DS	IS	KS	α_{95}	Φ	Λ	dp	dm	φ_m
р. Лена [7] п. Синское €1	61.1	126.7	50	58.1	3.9	11.7	6.2	16.6	244.5	3.1	6.2	2.0
р. Чай €1 томмотский	57.8	110	46	46.1	2.3	10.9	6.7	22.6	238.7	3.4	6.7	1.0
р. Оленек гематит €1	68	112.2	9	37.9	13.8	15.2	13.6	23.6	250.6	7.1	13.9	7.0
Р. Оленек магнетит €1	68	112.2	10	35.4	24.1	9.3	16.7	29.6	251.6	9.5	17.9	12.6
среднее для €1								23.2	246.3	K=113. A ₉₅ =6.6		

Таблица 3.

Разрез	φ	λ	N	D _S	I _S	K _S	α_{95}	Φ	Λ	dp	dm	
р. Кулюмбе – €3 [1]	68	88.8	155	325	34	15.6	3.0	-36.1	130.7	2.0	3.4	
р. Мойеро – €3 [6]	68	105	22	331	33	30.1	5.7	-37	138.4	3.6	6.4	
р. Кулюмбе – €2[8]	68	88.8	57	324	43	28.8	3.6	41	314.3	2.7	4.4	
р. Оленек (низовье) – €3 [9]	71	122.5	38/76	166	-33	26.4	4.6	-36.4	139.6	3.0	5.2	
Среднее – €3			4					-37.7	135.8	K=419. A ₉₅ =3.4		
р. Оленек	вторичная компонента – C2							-9.7	142.6	6.9	11.7	
р. Кулюмбе – O1[1]	68	88.8	20					34.6	308.6	4.0	7.2	16.8
р. Мойеро – O1[6]	68	105	15					-40.3	137.5	5.3	9.0	20.8
р. Алакит – O1[3]	66.5	110	14/27					42	314	3.4	5.8	20
р. Лена – O1 [5]	58.3	109.6	6/30					-43.1	127.8	3.1	5.2	-12.6
Среднее – O1			4					-40.1	131.9	K=247. A ₉₅ =4.5		
р. Кулюмбе – O2[1]	68	88.8	87					-30.9	152.7	2.1	5.9	19.3
р. Мойеро – O2[6]	68	105	45					-29.8	156.6	2.3	4.3	15.0
р. Мойеро – O1[6]	68	105	144					-33.9	157.7	1.4	2.5	17.3
Среднее – O1–O2			3					-31.6	155.7	K=6917. A ₉₅ =3.1		
р. Оленек (верховье) €3В(НТС)	вторичная компонента – €3В							-26.1	184.4	7.0	12.4	

Соотношения палеополюсов компоненты €3А нижнего кембрия р. Оленек с прилегающими регионами Сибирской платформы приведены в Табл. 2. Особенно хорошая корреляция палеополюса гематитовой компоненты €3АГ разреза нижнего кембрия р. Оленек наблюдается с палеополюсами характерных компонент подобных €3А опорных разрезов нижнего кембрия р. Лены юго-востока Сибирской платформы и р. Чай Северного Прибайкалья.

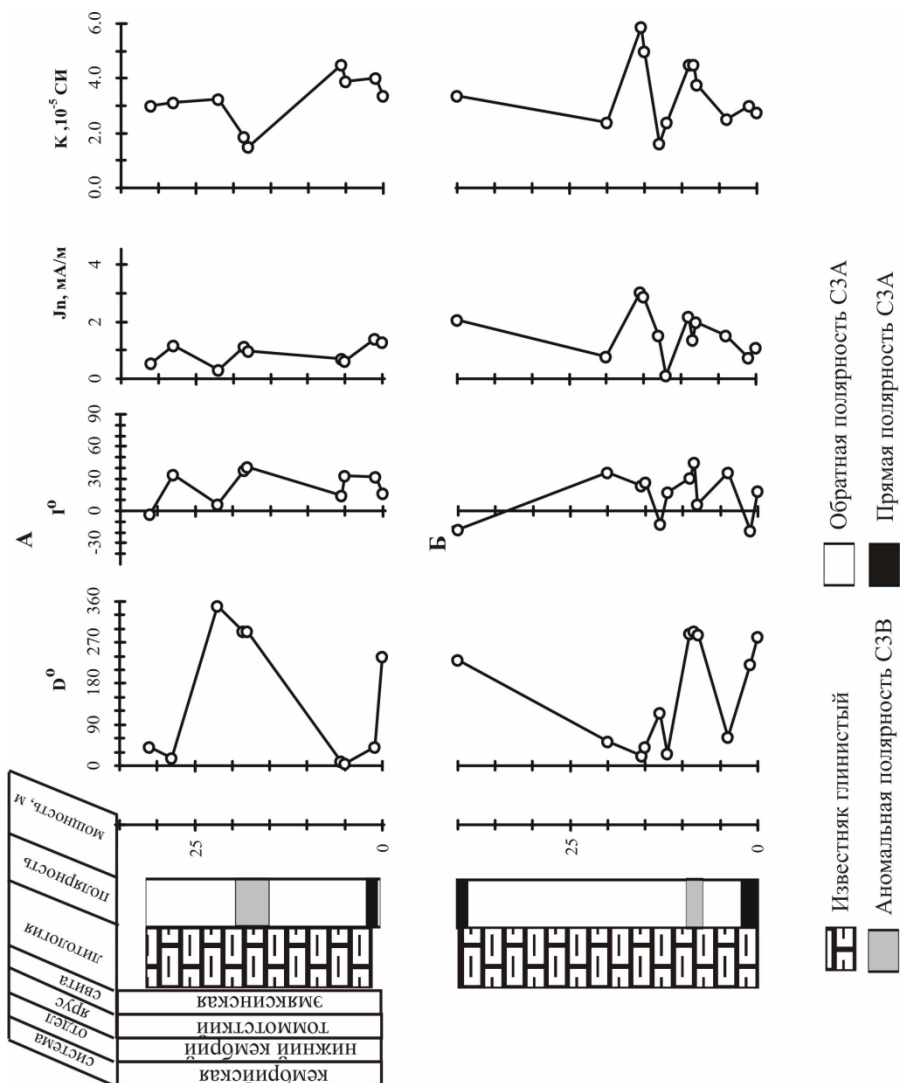


Рис. 3. Разрезы А и Б одного стратиграфического уровня эмяксинской свиты томмотского яруса нижнего кембрия.

Сравнение палеополуса компоненты С2 разреза нижнего кембрия р. Оленек со средним палеополусом опорных разрезов верхнего кембрия прилегающих регионов показало хорошую их согласованность. Хотя и нельзя исключить, что компонента С2 могла возникнуть на рубеже позднего кембрия и раннего ордовика. Палеополус вторичной биполярной компоненты СЗВ близок к положению среднего палеополуса нижнего – среднего ордовика северо-запада Сибирской платформы и севера Тунгусской синеклизы. В пользу этого свидетельствует идентичность палеоширот палеомагнитных полюсов.

Некоторое различие в долготях возможно связано с небольшими поворотами блоков в горизонтальной плоскости. Прямая и обратная полярность бикомпоненты СЗВN2R2 показывает, что она возникла в среднем ордовике в интервале N и R полярности.

Палеомагнитная и магнитная характеристика изученного разреза нижнего кембрия представлена на рис.3. Палеомагнитный разрез характеризуется преимущественно обратной полярностью с единичными всплесками прямой полярности. Указанные зоны аномальной намагниченности соответствуют компонентам СЗВ и С2. Палеомагнитная характеристика разреза верховья р. Оленек юго-восточного склона Анабарского поднятия идентична палеомагнитным разрезам стратотипам нижнего кембрия р. Лены юго-востока Сибирской платформы и р. Чаи Северного Прибайкалья.

1. Галле И., Павлов В. Э. Магнитостратиграфия опорного разреза р. Кулюмбэ (северо-запад Сибирской платформы). Физика Земли. 1998. №12. с. 60–69.
2. Павлов В. Э., Галле И., Шилунов С. В., Водовозов В. Ю. Магнитная стратиграфия пород верхней части Майского яруса опорного разреза р.Кулюмбэ (северо-запад Сибирской платформы). Физика Земли. 2000. №8. с. 35–47.
3. Родионов В. П. Нижний Ордовик р. Алакит. Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов. Определения 11019. сводный каталог. 1984
4. Родионов В. П., Гуревич Е. Л. Палеомагнетизм пограничных слоев кембрия и венда запада Патомского нагорья. // Палеомагнетизм горных пород. Теория и практика. эксперимент. материалы семинара Борок 27–30 окт. 2011 г.
5. Суркис Ю.Ф., Вестфаль М., Родионов В.П., Храмов А.Н., Гуревич Е. Л. Геомагнитные инверсии в раннем палеозое. 3 – Инверсии, записанные в красноцветных породах нижнего ордовика Сибири. разрез Мандра. Физика Земли. 1999. №5. с. 3–13.
6. Gallet I., Pavlov V. Magnitostratigraphy of the Moyero river section (north-western Siberia): constraints on geomagnetic reversal frequency during the early Paleozoic. Geophys. J. Int (1996) 125. 95–105.
7. Kirschvink J. L., Rozanov A. Yu. Magnitostratigraphy of lower Cambrian strata the Siberian platform: a paleomagnetic pole and a preliminary polarity time-scale. Geological Magazine 1984. V.121. №3. p. 189–203.
8. Pavlov V., Gallet Y. Middle Cambrian high magnetic reversal frequency (Kulumbe river section. north-western Siberia) and reversal behaviour during the Early Paleozoic. Earth and Planetary science Letters 5715 (2000) 1–11.
9. Pisarevskiy S.A., Gurevich E.L., Khramov A.N. Paleomagnetism on Lower Cambrian sediments from the Olenek River section (nothern Siberia): palaeopoles and the problem of magnetic polarity in Early Cambrian. Geophys. J. Int (1997) 130. 746–756.

Палеомагнитная характеристика разреза рубежа венда–кембрия (река Чая, северное Прибайкалье)

В. П. Родионов

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург

В северном Прибайкалье ($\varphi = 58^\circ \text{ N}$, $\lambda = 110^\circ \text{ E}$) на р. Чая изучены три разреза усатовской свиты немакит-далдынского яруса верхнего венда и томмотского яруса нижнего кембрия. В этом районе граница венда и кембрия установлена по смене литолого-фациального состава. Отложения немакит-далдынского яруса представлены известняками серыми перекрывающихся мергелями желтовато-серыми. Разрез томмотского яруса сложен терригенными красноцветными породами: песчаниками, алевролитами и глинами. Граница между отложениями венда и кембрия несогласная. Для приграничных отложений, которые изучены в разрезе 1, элементы залегания пород в этих литолого-фациальных толщах практически не различаются и соответствуют примерно азимуту 330° и углу падения 70° .

В тоже время структура и залегания вышележащих пород средней и верхней части разреза томмотского яруса существенно отличаются от предыдущего разреза, что подтверждается результатами изучения разрезов 2а и 2в этих отложений. Это, очевидно, связано с локальной тектоникой (дизъюнктивные нарушения, запрокинутое залегание пород). Палеомагнитные исследования отложений немакит-далдынского яруса венда и томмотского яруса кембрия проводились по современной методике. Отбор штуфов по разрезам производился снизу вверх в стратиграфической последовательности. Были использованы полевые методы, ступенчатое терморазмагничивание и размагничивание переменным полем. На основе анализа естественной остаточной намагниченности пород (ЕОН) с помощью диаграммы Зейдервелда установлен компонентный состав пород немакит-далдынского яруса верхнего венда и томмотского яруса нижнего кембрия. Ниже приведены характерные диаграммы Зейдервелда (рис. 1).

На основе компонентного анализа в разрезе 1 немакит-далдынского яруса верхнего венда и низов томмотского яруса нижнего кембрия выявлены две характерные компоненты: первая представлена прямой $N1$ полярностью, вторая биполярная $N2 + R2$ компонента (рис. 2). Направления намагниченности компоненты $N1$ и бикомпоненты $N2+R2$ не совпадают, а пересекаются под углом $A^\circ = 49$. Угол между полюсами этих бикомпонент соответствует 50° (Табл. 1).

Компонентный анализ ЕОН разреза 2а томмотского яруса нижнего кембрия показал идентичный компонентный состав соответствующий разрезу 1 немакит-далдынского яруса венда. В разрезе 2а достаточно обоснована биполярная компонента $N1+R1$, а вторая представлена только компонентой $R2$ (рис. 2). Направления намагниченности компонент и положения палеополлюсов разреза 2а приведены в Табл. 2.

Поскольку, характерные компоненты ЕОН разреза 1 и разреза 2а практически идентичны, что позволяет нам провести оценку среднего углового несогласия этих двух биполярных компонентов на рубеже немакит-далдынского и томмотского ярусов, которое по направлению соответствует 46.8° , а по положению палеополюсов составляет $— 46.4^\circ$ (рис. 2, Табл. 2).

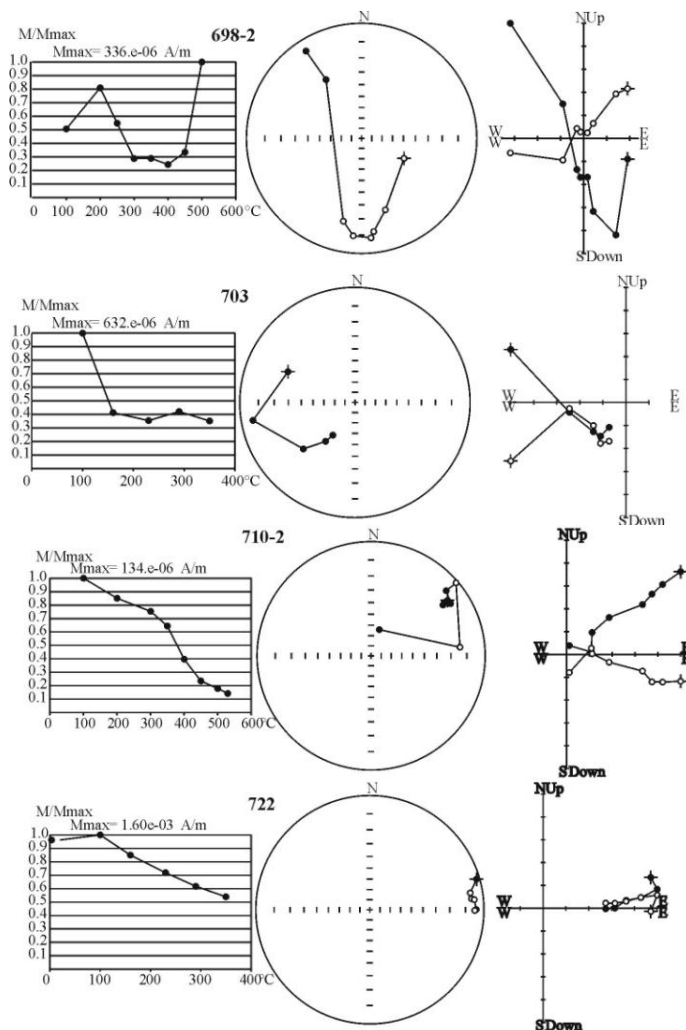


Рис. 1. Примеры температурного размагничивания J_n образцов усатовской свиты немакит-далдынского яруса верхнего венда и томмотского яруса нижнего кембрия.

Таблица 1. Кластеры характерных компонент разреза 1 верхнего венда и нижнего кембрия р. Чай.

φ	λ	N	DS	IS	KS	$\alpha 95$	Тест	Φ	Λ	dp	dm	φ_m
Кластер N1												
58N	110E	8N1	199.9	17.9	34.8	9.5	F+	-20.9	88.9	5.1	9.9	9.2
Кластер N2												
58N	110E	4N2	251.6	9.4	31.1	16.7	F~	-5.6	38.6	8.5	16.9	4.7
Кластер R2												
58N	110E	9R2	69	-11.4	29.3	11.4	F+	6	220.9	5.9	11.6	-5.8
Бикомпонента N2+R2												
58N	110E	13N2R2	69.8	-10.8	32.1	7.4	F+	5.8	220.1	3.8	7.5	-5.4

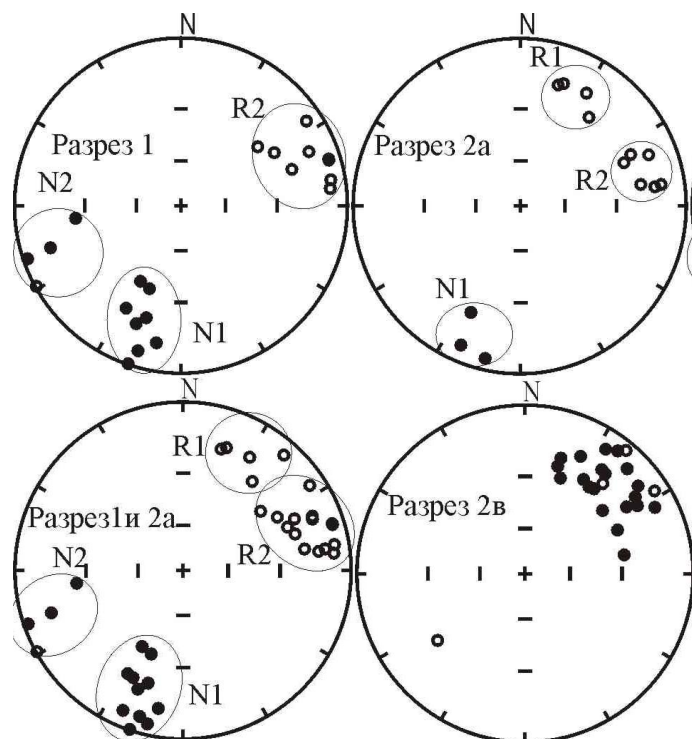


Рис. 2. Распределение кластеров характерных компонент J_n по разрезам.

В связи с этим возникает вопрос, каковы были предпосылки для записи породами различного литолого-фациального состава частого чередования в разрезам 1 и 2а двух бикомпонент различающихся по направлению намагниченности на 46.8° . Такое колебание оси геомагнитного диполя через определенные временные интервалы маловероятно. Следовательно, можно предпо-

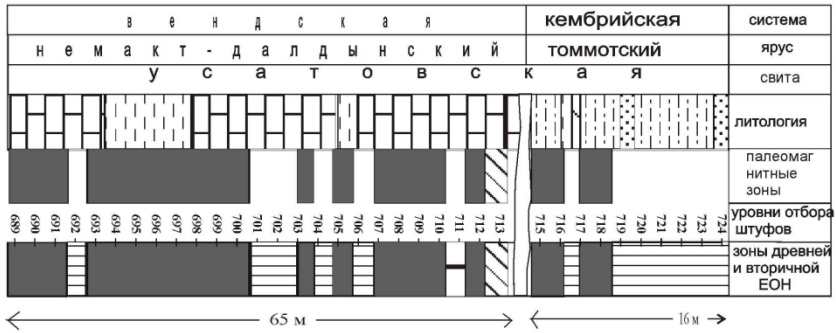
ложить, что это связано с перемагничиванием отдельных пачек пород верхнего венда и нижнего кембрия в томмотское время. Распределение N и R полярностей этих бикомпонент по разрезам 1, 2а и 2в представлено на рис. 3. На правых колонках разрезов нанесены зоны древней и вторичной намагниченности, а на левых только палеомагнитные зоны N1 и R1 первой бикомпоненты. На основании этих данных отложения немакит-далдынского яруса представлены прямой полярностью и лишь в самом верху на одном уровне установлена обратная полярность. Низы томмотского яруса разреза 1 также охарактеризованы прямой полярностью, а верхняя часть этого разреза перемагничена. В нижней части разреза 2а томмотского яруса наблюдается прямая полярность, а в верхней части прослеживается обратная полярность, хотя и с большими перерывами. Корреляция разрезов 1 и 2а возможна по прямой полярности в нижней части разреза томмотского яруса. Разрез 2в представляет верхнюю часть томмотского яруса. По фрагментам обратной полярности верхняя часть разреза 2в представлена преимущественно характерной обратной полярностью R1, что соответствует верхней части разреза 2а. В разрезе 2в в правой колонке наблюдается чередование зон обратной полярности (R1, R2, R3), которое отражает последовательность перемагничивания пород геомагнитным полем обратной полярности.

Таблица 2. Кластеры характерных компонент разреза 2а.

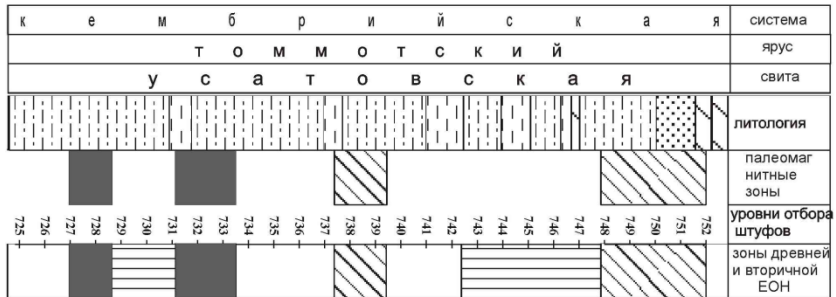
φ	λ	N	DS	IS	KS	α95	Тест	Φ	Λ	dp	dm	φm
Кластер N1												
58N	110E	3N1	200	9.9	56.2	16.6		-25	87.9	8.5	16.8	5
Кластер R1												
58N	110E	4R1	26.2	-16.9	66.8	11.3		20	262.3	6	11.7	-8.6
Бикомпонента N1+R1												
58N	110E	7N1R1	203.7	13.9	59.2	7.9		-22	84.5	4.1	8.1	7.1
Кластер R2												
58N	110E	6R2	74.2	-14.9	79.2	7.6		1.8	217	4	7.8	-7.6

Компонента N2 в изученных разрезах 1 и 2а встречается эпизодически. Разность компонент R1 и R2 с углом 47° представленная на рис.2 (разрез 1 и 2) показывает, что компонента R2 возникла во второй половине томмотского века в процессе поворота района работ против часовой стрелки на указанный угол. На втором этапе перемагничивания возникла намагниченность R3 в процессе перемещения района работ из северной приэкваториальной зоны в южную примерно на 20°.

Палеомагнитный разрез 1 немакит-далдынского и томмотского ярусов



Палеомагнитный разрез 2А томмотского яруса нижнего кембрия, р. Чая
Общая мощность разреза 30 м.



Палеомагнитный разрез 2В томмотского яруса нижнего кембрия
мощность 25м.

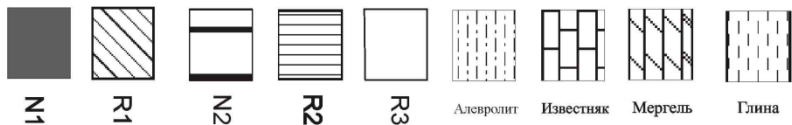
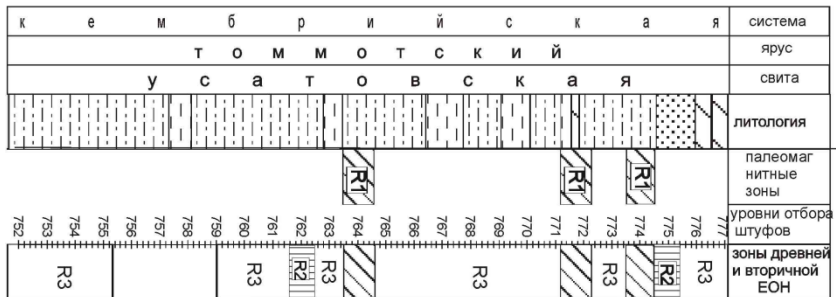


Рис. 3. Палеомагнитная характеристика разрезов р. Чая (венд-кембрий, V2-Є1).

На основании полученных данных палеомагнитная структура рубежа верхнего венда – нижнего кембрия представлена чередованием палеомагнитных зон N1 и R1 полярностей в следующей последовательности: для отложений верхнего венда характерна прямая полярность; нижнюю часть разреза томмотского яруса отражает интервал смены N1 на R1 полярность. В верхней части разреза 2а и разреза 2в выделена только R1 полярность. На основании этого можно сказать, что палеомагнитная граница N1–R1 расположенная в нижней части разреза томмотского яруса близка к биостратиграфической границе венда–кембрия.

Палеомагнитные исследования палеозойских отложений, река Пага (Приполярный Урал)

*Н. В. Сальная^{1,2}, В. В. Попов¹, В. П. Родионов¹, А. М. Якубсон¹,
А. Г. Иосифиди¹*

¹*Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург*

²*Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва*

В ходе полевых работ 2013 года отобрана коллекция ориентированных образцов горных пород в бортах долины р. Пага, руч. Погурей и Покойница-Шор (66.35÷66.38 ° N, 62.75÷62.93 ° E). Общий объем коллекции составил 250 штудов (14 обнажений). Одной из целей работ было получение новых данных о геологической эволюции района, который приурочен к фронтальной части Западной Лемвинской структурно-фациальной зоны. Расшифровка истории развития изучаемой области является сложной задачей, решение которой возможно путем построения палинспастических реконструкций.

Отбор коллекции проводился из естественных обнажений сильнодислоцированных горных пород силура, ордовика и предположительно девона. Апробирование разрезов осуществлялось из двух крыльев (кроме обн. 9). Породы представлены филлитовидными сланцами и силицитами Харбейшорской свиты (O₂₋₃ hš₂, обн. 1, 4); силицитами (обн. 2) и аргиллитами (обн. 3, 5) Харотской свиты (O₂-D₁hr); песчаниками Погурейской свиты (Є₃-O₁ pg, обн. 6); аргиллитами (обн. 7), кремнистыми алевролитами (обн. 8), песчаниками (обн. 9) и радиоляриевыми известняками (обн. 10) Пагатинской свиты (O₁pt); песчаниками (обн. 11), пелитоморфными известняками (обн. 12) и силицитами (обн. 13, 14) Грубеинской свиты (O₁gr).

Компонентный анализ Для всех образцов коллекции было применено ступенчатое терморазмагничивание от 100 °С с шагом 75–30 °С до 500–560 °С. В ходе размагничивания величина J_n многих образцов после прогрева до 500–550 °С уменьшалась до 7–5 %, а в некоторых образцах наблюдались химические изменения после прогрева выше 400 °С, эти факторы не позволяли проводить полное размагничивание J_n. Тем не менее, в большинстве образцов удаётся выделить высокотемпературную компоненту.

Диаграммы Зийдервельда показывают двухкомпонентный состав естественной остаточной намагниченности (рис. 1А, Б). Первая, низкотемпературная А-компонента выделяется в интервале температур 100–350 °С и имеет направление близкое к направлению кайнозойского геомагнитного поля. Тест складки для низкотемпературной компоненты в модификации Энкина [1] отрицательный – намагниченность послескладчатая (Табл., рис. 1В). Вторая характеристическая В-компонента выделяется в интервале температур 300–550 °С. Тест складки для В-компоненты также отрицательный — намагниченность послескладчатая (Табл.). Распределение В-компоненты в географической системе координат на уровне обнажений ($N = 14$, $D=247^\circ$, $I_p = -48^\circ$, $K = 41$, $a_{95} = 6^\circ$) показано на рис. 1Г. Среднее направление этой компоненты близко к расчетному направлению средне-позднепермского геомагнитного поля для района работ ($D_p = 240^\circ$, $I_p = -56^\circ$).

Анизотропия магнитной восприимчивости Отбор образцов производился из сильнодислоцированных горных пород в естественных обнажениях, для оценки влияния процессов, происходивших при складкообразовании на направление намагниченности была измерена анизотропия магнитной восприимчивости. Максимальная полуось К1 имеет нехарактерное для осадочных горных пород распределение эллипсоидов практически во всех обнажениях (кроме обн. 13) и группируется в направлениях, имеющих склонения в географической системе координат, совпадающие с азимутом простирания осей складок, либо располагаются вдоль дуги большого круга, проведенного через направления двух противоположнонаправленных полуосей. Кучность направлений К1 в географической системе координат выше, чем в стратиграфической. Из этого можно сделать вывод, что анизотропия магнитной восприимчивости создана не в процессе осадконакопления, а изменена во время складкообразования и направление полуоси К1 перпендикулярно направлению давления.

Минимальная полуось эллипсоидов анизотропии К3 во многих обнажениях напротив более кучная в стратиграфической системе координат и по направлению близка к вертикали. Видимо, сплюснутость эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости в этом направлении возникла в процессе осадконакопления и последующем вертикальном уплотнении осадка. Дальнейшие процессы деформации не оказывали на нее большого влияния. Такое поведение К3 характерно для большинства осадочных пород.

На уровне обнажений были изучены зависимости направления склонения и величины наклонения В-компоненты от степени анизотропии магнитной восприимчивости пород и проведена проверка наличия связи между направлениями максимальной полуоси эллипсоида магнитной восприимчивости К1 и направлением склонения В-компоненты (рис. 2).

Оценка горизонтальных поворотов

Так как выделенная характеристическая компонента J_n послескладчатая, время перемагничивания изученных пород, по всей вероятности, моложе времени позднепалеозойского складкообразования на Урале (граница ранней и средней перми), подсчитан средний палеомагнитный полюс для Русской

платформы по имеющимся в мировой базе данных палеомагнитным определениям в интервале 260–250 млн. лет [2, 3].

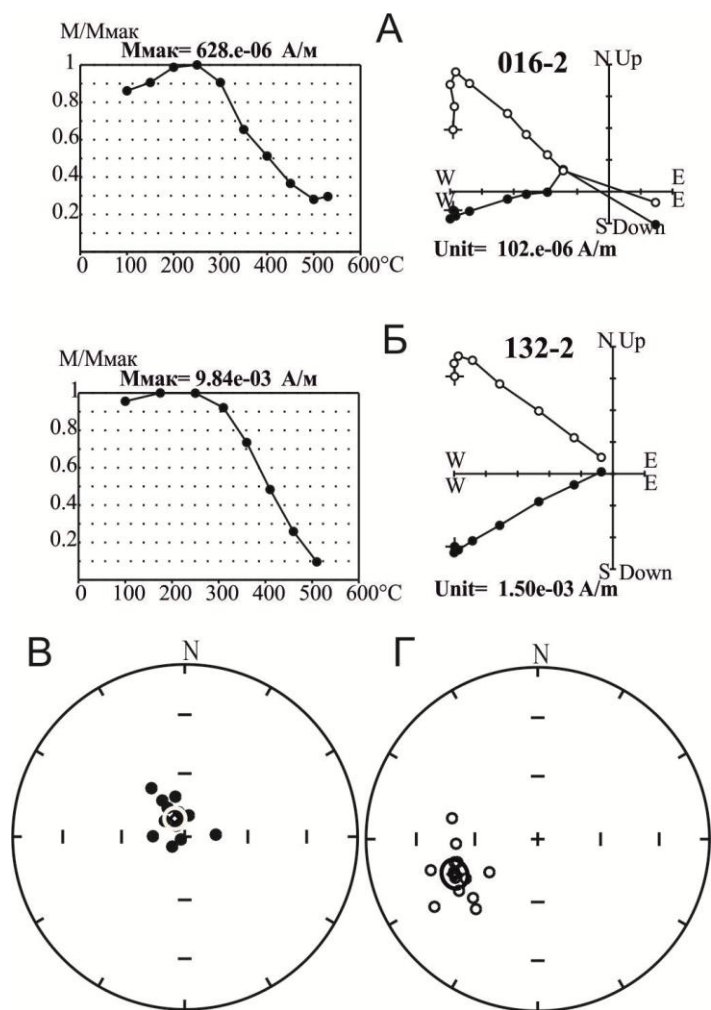


Рис. 1. А, Б — Примеры ступенчатого терромагнитничивания горных пород, р. Пага, обнажения 1 (016-2), 5 (132-2). Слева направо: кривая изменения величины J_n в ходе температурного размагничивания и диаграмма Зейдверльда (в географической системе координат). Полюсе кружки — проекции векторов на вертикальную плоскость, заштрихованные кружки — проекция векторов на горизонтальную плоскость; (В) — средние распределения А-компонент по всем обнажениям; (Г) — средние распределения В-компонент по всем обнажениям.

Расчет углов горизонтальных поворотов для изученных структур разреза р. Пага по отношению к Русской платформе производился по методике, описанной в работе [4]. Полученные данные представлены в Табл. Значимые углы горизонтальных поворотов структур характерны для первого района отбора образцов (обн. 1–6). Здесь преобладают повороты против часовой стрелки. Среднее направление В-компоненты (без учета обн. 3 и 6): $N = 6$, $D = 258^\circ$, $I = -48^\circ$, $K = 45$, $a_{95} = 10^\circ$, а средний горизонтальный угол поворота структур составляет: $\Delta = -18 \pm 8^\circ$. Для второй группы обнажений (обн. 7–14)

среднее направление В-компоненты (без учета обн.7 и 13): $N = 6$, $D = 240^\circ$, $I = -47^\circ$, $K = 123$, $\alpha_{95} = 6^\circ$, а средний горизонтальный угол поворота структур составляет $\Delta = 0^\circ$. Отбраковка обнажений произведена исходя из статистических характеристик (обн. 13 — мало образцов) и большой разницы палеоширот (обн. 7, см. Табл.).

Таблица. Палеомагнитные направления и полюсы для раннепалеозойских пород, р. Пага, руч. Погурей и руч. Покойница-Шор.

возраст пород, обнажение, компонента	ск	N/n	D°	I°	K	α_{95}°	Φ° , N	Λ° , E	dp°/dm°	φ_m°	Δ°	$\Delta\varphi_m^\circ$	тест
D ₁ -O, E ₃ , обн.1-14, A	г	14/	331	80	55	5	79	8	9/10	70			F-
	с	14	93	3	25	8							
O ₂₋₃ hS ₂ , обн.1 *, B	г	16/	254	-50	37	6	34	154	5/8	31	-14±5	5	F-
	с	32	255	-3	2	31							
O ₂ -D ₁ hr, обн.2, B	г	14/	266	-51	20	9	30	143	8/12	32	-26±5	4	F-
	с	17	230	-30	2	35							
O ₂ -D ₁ hr, обн.5, B	г	20/	254	-48	19	8	33	155	7/11	29	-14±7	7	F-
	с	38	235	-36	1	124							
E ₃ -O ₁ pg, обн.6, *B	г	16/	235	-51	64	5	43	172	5/7	32	5±	4±	F-
	с	31	234	-4	2	31							
O ₁ pt, обн.7, B	г	10/	237	-29	24	10	27	178	6/11	16	3±8	20	F~
	с	10	251	3	10	17							
O ₁ pt, обн.8, B	г	16/	249	-47	35	6	34	160	5/8	28	-9±5	8	F-
	с	32	247	-2	4	22							
O ₁ pt, обн.9, B	г	24/	237	-44	102	3	37	173	2/4	26	3±3	10	F-
	с	47	224	-26	93	3							
O ₁ pt, обн.10, B	г	15/	245	-46	36	7	35	164	6/9	27	-5±6	9	F-
	с	32	264	10	2	32							
O ₁ gr, обн.11, B	г	14/	241	-51	90	4	40	165	4/4	32	-1±4	4	F-
	с	27	243	-20	3	28							
O ₁ gr, обн.12, B	г	12/	247	-46	66	4	34	162	5/5	27	-7±4	9	F-
	с	24	242	-5	2	25							
O ₁ gr (?), обн.14, B	г	18/	246	-51	12	10	38	161	9/14	32	-6±9	4	F-
	с	18	262	-21	3	23							

Примечание: N — число штучков; n — число образцов; с. к. — система координат (г — географическая, с — стратиграфическая); D°, I° — склонение и наклонение средних направлений компонент; K — кучность векторов; α_{95}° — радиус круга доверия при 95 % вероятности для среднего направления; Φ° , Λ° — широта и долгота палеомагнитного полюса; dp° , dm° — полуоси овала доверия; φ_m° — палеомагнитная широта; * — направление определено по характерной компоненте и плоскостям размагничивания; $Dp = 240^\circ$, $I_p = -56^\circ$, $\varphi_{mp} = 36^\circ$ — расчетные склонение, наклонение и палеоширота по палеомагнитному полюсу для Русской плиты для позднепермского времени (Полюс пересчета $N = 24$, $\Phi = 45^\circ N$, $\Lambda = 164^\circ E$, $\alpha_{95} = 2^\circ$); Δ° — угол поворота; $\Delta\varphi_m^\circ$ — разница полученных и расчетных палеоширот; статистика на уровне штучков.

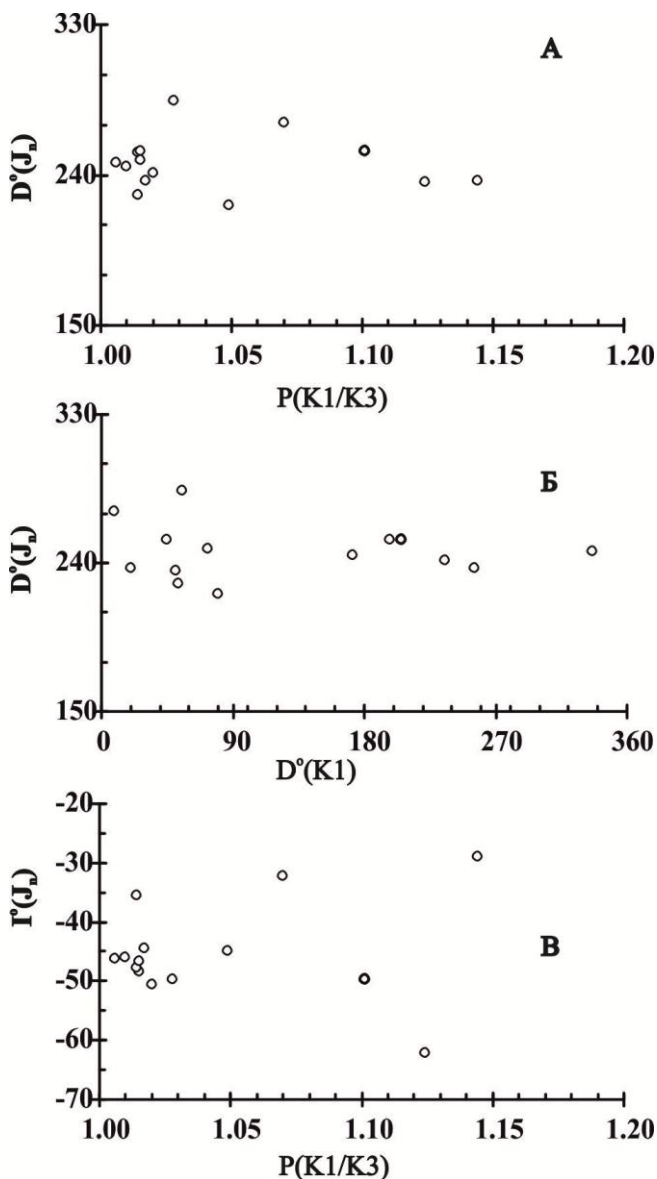


Рис. 2. Сравнение характеристик параметров анизотропии магнитной восприимчивости и направления характерной компоненты естественной остаточной намагниченности на уровне обнажений. А — зависимость направленной составляющей J_n от степени анизотропии P ; Б — зависимость J_n от склонения максимальной оси эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости $K1$; В — зависимость величины наклонения J_n от степени анизотропии магнитной восприимчивости пород P .

Обсуждение результатов

Полученные палеомагнитные направления по палеозойским породам разреза р. Пага все обратной полярности и близки к средне-позднепермскому направлению. Это указывает на полное перемагничивание допермских отложений геомагнитным полем обратной полярности во время существования гиперхрона Киамы (C_2-P_2). С учетом того, что характерная В-компонента по-

слескладчатая, перемагничивание на Приполярном Урале могло иметь место после окончания основной фазы складчатости (средняя пермь) В пользу вторичности В-компоненты свидетельствует отсутствие существенного влияния на направление характеристической компоненты намагниченности степени анизотропии и связи с направлением максимальной полуоси эллипсоида магнитной восприимчивости K_1 (см. рис. 2).

Перемагничивание палеозойских отложений на Приполярном Урале [5, 6] удовлетворительно согласуется с моделью термовязкого механизма перемагничивания предложенной в работах [7; 8]. Главное отличие палеомагнитных направлений по палеозойским отложениям р. Пага от имеющихся данных по Приполярному Уралу и Пай-Хою [5, 6] состоит в том, что выделенные характерные компоненты J_n послескладчатые и образовались после завершения основной фазы складчатости. Если принимать модель термовязкого перемагничивания, необходимо предположить, что породы р. Пага были смяты в складки на глубине и выход пород из зоны «высоких» температур происходил в смятом состоянии, что и обеспечило образование «послескладчатой» вторичной В-компоненты.

Полученные оценки горизонтальных поворотов изученных структур имеют большую погрешность, что связано со сложной тектоникой изученного района. Тем не менее, даны оценки амплитуд горизонтальных смещений как за счет надвигов, так и за счет сдвигов для северо-восточного участка в месте впадения р. Погурей с р. Пага (обн. 1–6). Расчет амплитуд надвигов для структур Приполярного Урала и Пай-Хоя был выполнен в работах [5, 6]. Все движения структур Приполярного Урала оценены относительно полюса Эйлера: 68° N, 58° E. По данным полученным для северо-восточного участка (обн. 1–6) амплитуда надвига составит 85 км, для данных по Войкар-Сыньинскому району [9] амплитуда 67 км. Движение структур шло с северо-востока. Расчет амплитуды надвига для структур Пагинского района по геолого-геофизическому профилю (Воргамусюрская-Лемвинская-Верхнелемвинская структуры-Западно-Уральская мегазона, ОАО «ТП НИЦ», 2012 г.) дает оценку амплитуды движения перпендикулярно фронту надвига более 75 км. Сравнение амплитуд горизонтальных движений, полученных по палеомагнитным данным и по геолого-геофизическим дает оценку для амплитуды сдвига изученных структур в 30–40 км.

Выводы

Допермские палеозойские отложения р.Пага перемагничены позже границы ранней и средней перми в верхней части гиперхрона Киама ($C_2 - P_2$) за счет термовязких процессов в ходе выхода этих отложений на поверхность при коллизии Восточно-Европейской платформы с Уралом.

Отличительной особенностью полученных данных от имеющихся палеомагнитных определений по Приполярному Уралу Уралу [4–6;10–12], где характеристическая компонента J_n — доскладчатая, выделенная характеристическая компонента по р. Пага — послескладчатая. Эти компоненты имеют близкие направления.

Ордовикско-девонские структуры северо-восточного участка (обн. 1–6) р. Пага испытали повороты в горизонтальной плоскости на углы до 10–40 градусов по часовой стрелке, а юго-западного участка (обн. 7–14) на разнонаправленные углы (3 ÷ –9) по отношению к Русской платформе;

Амплитуда надвига для структур северо-восточного участка (обн. 1–6) р. Пага составила в среднем 85 км;

Направление движения фронтов надвигов имеет меридиональную составляющую, что говорит в пользу косой коллизии Восточно-Европейской платформы с Уралом.

Сравнение амплитуд горизонтальных движений, полученных по палеомагнитным данным и по геолого-геофизическим дает оценку для амплитуды сдвига изученных структур в 30–40 км для северо-восточного участка (обн. 1–6).

Необходимо отметить, что надвиги и повороты происходили после складкообразования позже границы ранней и средней перми. Эти оценки являются скорее качественным (погрешность определений в ряде случаев больше 50 %) и для корректного решения задачи необходимо проведение новых исследований.

В заключение авторы выражают благодарность Н. М. Еременко и С. М. Гильдину за помощь в отборе образцов для палеомагнитных исследований.

1. *Enkin R.J.* The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies /Earth Planet. Sci. Lett., 212 (2003)151–166.
2. *McElhinny M.W., Lock J.* IAGA palaeomagnetic databases with Access, Surv. Geophys., 1996. 17, 575–591.
3. *Pisarevsky S.A.* New edition of the global palaeomagnetic database. EOS Transactions. 2005. V. 66. P. 170.
4. *Иосифиди А.Г., Храмов А.Н.* Палеомагнетизм верхнекаменноугольных и раннепермских отложений Восточно-Европейской плиты: ключевой палеомагнитный полюс и кинематика коллизии с Уралом // Физика Земли. – 2002. № 5. С.42–56.
5. *Иосифиди А.Г., Храмов А.Н.* К истории развития надвиговых структур Пай-Хоя и Полярного Урала: палеомагнитные данные по раннепермским и раннетриасовым отложениям 0421000064\0023 //Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010, т.5, № 2, http://www.ngtp.ru/rub/4/21_2010.pdf.
6. *Иосифиди А.Г., Храмов А.Н.* Палеомагнетизм палеозойских отложений разрезов р. Кожим: К проблеме палинспастических реконструкций Приполярного Урала и Пай-Хоя // Физика Земли. – 2013. № 1. С. 67–80.
7. *Комиссарова Р.А.* Исследование древней намагниченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метахронного перемагничивания. Дис... канд. физ.мат. наук. М.: ИФЗ, 1970. 140 с.
8. *Палеомагнетизм палеозоя / Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Л.: ВНИГРИ, 1974. Вып. 335. 238 с.*
9. *Савельев А.А., Диденко А.Н., Куренков С.А., Лубнина Н.В.* Палеомагнетизм офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Тезисы докладов. Борок, 3–9 июня 1996 г., отв. ред. А.Н. Диденко. М.: ОИФЗ РАН, 1996. с.77–79.
10. *Еременко Н.М., Журавлев А.В., Попов В.В., Иосифиди А. Г., Храмов А.Н., Вевель Я.А., Николаев А.И.* Разрез верхнего девона-нижнего карбона р. Талота (Тимано-

- Печорская провинция) – результаты литологических, биостратиграфических и палеомагнитных исследований. 0420900064\0038//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009(4). http://www.ngtp.ru/4/45_2009.pdf
11. Журавлев А.В., Вевель Я.А., Иосифиди А.Г., Томши В.А., Чермных В.А. Разрез верхнего девона – нижнего карбона на мысе Костяном острова Вайгач. 0421100064\0002//Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011, т.6, №1, http://www.ngtp.ru/rub/2/6_2011.pdf
12. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. О герцинских деформациях на Приполярном Урале // Физика Земли. – 1995. № 11. С. 48–54.

Магнитостратиграфическое расчленение неогеновых отложений в долине реки Холу (Убсунурская котловина, южный склон хребта Восточный Танну-Ола, Тыва)

Л. Г. Смолянинова, В. С. Зыкин, С. Н. Щеглова

Институт геологии и минералогии СО РАН им. имени В. С. Соболева, Новосибирск

В данной работе представлены результаты палеомагнитных и магнитостратиграфических исследований неогеновых отложений, которые вскрываются на южном склоне хребта Восточный Танну-Ола (правый берег р.Холу), обрамляющего с севера Убсунурскую котловину в республике Тыва.

Убсунурская котловина — водный бассейн озера Убсу-Нур, самый северный крупный замкнутый водный бассейн в Центральной Азии. Его территория входит в состав Монголии (район озера Убсу-Нур) и России (заповедник Убсунурская котловина). Котловина расположена между хорошо охарактеризованными разрезами неогена Монголии и Западной Сибири, и, следовательно, представляет значительный интерес для корреляции неогеновых толщ этих территорий. Исследуемый разрез на р.Холу (N 50°43', E 93°23') (рис. 1) содержит большое количество палеонтологического материала — остатки крупных и мелких млекопитающих, рыб, пресноводных моллюсков. Палеомагнитные исследования в районе оз. Убсу-Нур ранее не проводились.

Нами были исследованы два оврага (Большой и Длинный) у р.Холу, где взяты образцы на палеомагнитный анализ из убсунурской, деспенской и козовражской свит [1].

Большой овраг находится на южном склоне хребта Тану-Ола около 4 км ниже выхода р. Холу, в 3 км южнее фронта гор, на предгорной равнине. Его борта слагают неогеновые отложения, содержащие раковины пресноводных моллюсков, остатки млекопитающих и рыб. Литогенетические особенности толщ свидетельствуют о ее образовании преимущественно в озерной обстановке. Левый и правый борта состоят из разновозрастных осадков из-за наклона слоев вдоль хребта на восток. Левый борт слагают более молодые осадки убсунурской свиты, правый — отложения деспенской и козовражской свит.

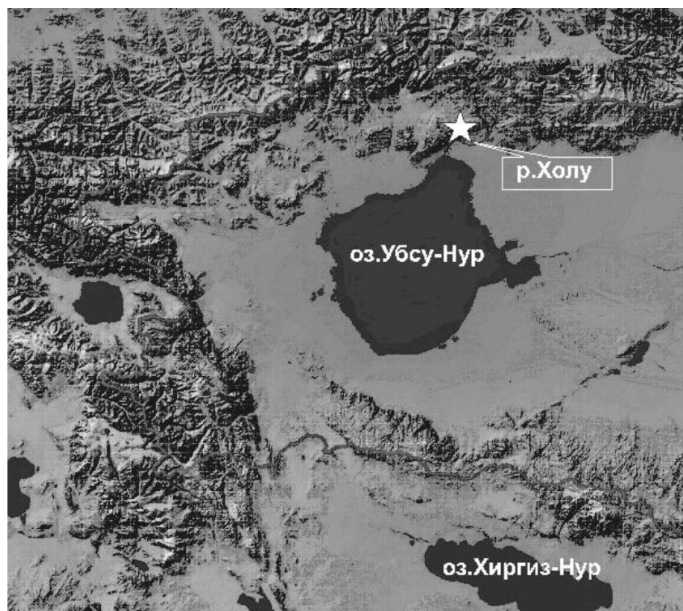


Рис. 1. Озера Убсу-Нур и Хиргиз-Нур; ☆ — расположение разреза Холу.

Длинный овраг расположен ниже по течению реки и в своей верхней части характеризуется осадками, относящимися к убсунурской свите.

Козовражская свита представлена переслаиванием серых, коричнево- и зеленовато-серых глин, глинистых алевритов и глинистых песков с прослоями известковистых брекчий. В отложениях свиты содержатся моллюски: *Bithynia (Parabithynia) aenigmatica tuvaensis* S. Popova, *Bithynia (Parabithynia) logaczevi* S. Popova, *Valvata aliena* West., *Gyraulus* sp., *Anodonta* sp., *Acuticosta* sp., *Cuniopsis* sp. [2]. Малакофауна практически полностью представлена вымершими видами и принадлежит к очень теплолюбивым субтропическим родам.

Деспенская свита выделена из глинисто-алевритовых отложений под названием синотаевой пачки [3]. Грубые отложения сменяются вверх по разрезу суглинистыми песками и алевритами. В отложениях свиты содержатся моллюски: *Sinotaia martinsoni* S. Popova, *Valvata aliena* West., *Oncomelania tuvaensis* S. Popova, *Valvata brevicula* Koshov, *Radix* sp., *Planorbarius corneus* subsp. nov., *Gyraulus* sp., *Nodularia kizylaigirensis tuvaensis* S. Popova, *Unio* sp., *Sphaerium* cf. *Scaldinium* Normand, *Pisidium* sp. [2]. Данная малакофауна характерна для северной подзоны субтропиков или прибориальной подзоны умеренной климатической зоны. Здесь, наряду с вымершими, встречаются виды тождественные современным.

Убсунурская свита представлена переслаиванием серых и зеленовато-серых алевритов, крепких мергелей и известковистых глин с прослоями песка. В целом это горизонтально-слоистые озёрные отложения. Моллюски, со-

держатся в свите, представляют собой обеднённый комплекс деспенской свиты.

Методика работ

Лабораторные исследования проводились по общепринятой методике. Магнитная чистка образцов велась методом ступенчатого терморазмагничивания на установке TD-48 (США) и переменным магнитным полем на установке LDA-3A (Чехия). Измерения естественной остаточной намагниченности (J_n) проводились на магнитометре JR-6A (Чехия), а магнитной восприимчивости (k) — с помощью системы MS2 (Bartington, Великобритания). При анализе полученных данных компоненты J_n устанавливались по ортогональным проекциям (диаграммам Зийдервельда). При определении зон прямой и обратной полярности зона считалась значимой, если направление выделялось не менее чем по трем уровням. При обработке и визуализации данных использовалась программа Remasoft3.0 for Windows.

Магнитные свойства и результаты размагничивания

В ходе работы было исследовано более 1200 образцов-кубиков, изготовленных из 220 штуфов. В том числе: 35 штуфов взяты из отложений деспенской свиты, 114 — из козовражской и 71 — из убсунурской.

Проведенные измерения магнитных характеристик образцов показали, что породы слагающие разрез являются в основном слабомагнитными. В Табл. 1 представлены минимальные и максимальные значения магнитной восприимчивости (χ) и естественной остаточной намагниченности (I_n) для каждой из свит. В среднем значение магнитной восприимчивости составляет $10\text{--}12 \times 10^{-5}$ ед. СИ, а значение естественной остаточной намагниченности редко превышает 0,001 А/м.

Таблица 1.

Свита	Количество штуфов	Количество кубиков	I_n (А/м $\times 10^{-3}$)		χ (ед. СИ $\times 10^{-5}$)	
			min	max	min	max
Убсунурская	71	413	0,110	8,488	2,7	18,1
Деспенская	35	180	0,590	6,250	8,8	16,2
Козовражская	114	684	0,170	2,560	4,0	34,6

Для выделения первичной составляющей остаточной намагниченности, была проведена термомагнитная чистка и чистка переменным полем образцов из каждого штуфа.

Убсунурская свита представлена алевритом, мергелем и песком тонкозернистым. Мощность около 23 м. Верхняя часть свиты имеет отрицательную полярность, нижняя — положительную. Снятые во время размагничивания характеристики указывают на существование слоев, содержащих различные магнитные минералы. В нижних слоях (рис. 2а) при увеличении температуры от 100 до 400 °С модуль вектора остаточной намагниченности уменьшается на 10–15 %, что говорит о высокой магнитной стабильности породы. Вязкая намагниченность снимается при нагреве до 100 °С. Образцы полностью размагничиваются при температуре 675 °С. Это говорит о том,

что основным магнитным минералом породы является гематит. Этот результат подтверждается чистой переменным полем, которая выявила высокую коэрцитивную силу магнитных минералов породы. Воздействие переменным полем 100 мТл уменьшает значение модуля намагниченности только на 50 % (рис. 2б). В вышележащих слоях состав магнитных носителей изменяется. Размагничивание образцов происходит уже при 350°C (рис. 2в), что может говорить о присутствии грейгита или пирротина, которые имеют температуру Кюри 320–330 °С.

Деспенская свита, представленная алевритом и мелкозернистым песком, мощностью около 15 м, имеет положительную полярность. Основная часть свиты сходна по составу магнитных носителей с низами убсунурской свиты. Вектор намагниченности в процессе его разрушения ведет себя аналогичным образом. В низах синотаевой пачки магнитная стабильность и коэрцитивная сила резко уменьшается. Образцы размагничиваются температурой 300–350°C и переменным полем 25–30 мТл (рис. 2г).

Козовражская свита представлена алевритом и песком, мелко- и среднезернистым. Мощность более 15м. Выделяются как отрицательная, так и положительная магнитозоны. Характеризуется слабой магнитностью. Большая часть образцов размагничивается при температурах до 250 °С (рис. 2д) и переменным магнитным полем мощностью 10–15 мТл (рис. 2е) практически до нуля. Характеристика изменения модуля остаточной намагниченности другой части образцов при нагреве выше 300 °С претерпевает небольшой подъем и дальнейшее снижение значений предположительно до точки Кюри гематита. Более точное определение не представлялось возможным, т.к. ошибка измерения значений намагниченности при нагревах до 600 °С и более составляла 40–60 %.

В таблице 2 приведены среднестатистические значения наклона (J_c) и склонения (D_c) векторов остаточной намагниченности (первичные и после магнитной чистки) для каждой магнитозоны.

По литологическим и палеомагнитным данным из шести расчисток в двух оврагах составлен сводный магнитостратиграфический разрез Холлу (рис. 3А). Изменение склонения (D_c) и наклона (J_c) вектора остаточной намагниченности по разрезу представлено на рис. 3Б. Верхняя часть убсунурской свиты имеет отрицательную полярность, нижняя часть мергельной пачки и синотаевая толща, которая относится к деспенской свите – положительную, козовражская свита — отрицательную с дальнейшим переходом в положительную область.

Обсуждение результатов

С точки зрения содержания магнитного материала в породах убсунурской и деспенской свит наблюдается чередование гематитсодержащих слоев и слоев, в которых носителями намагниченности являются железо-сульфидные минералы. Исследованные слои козовражской свиты по-видимому содержат гетит либо землистонатечный гидрогетит, которые при нагреве образцов после 300°C могут переходить в гематит.

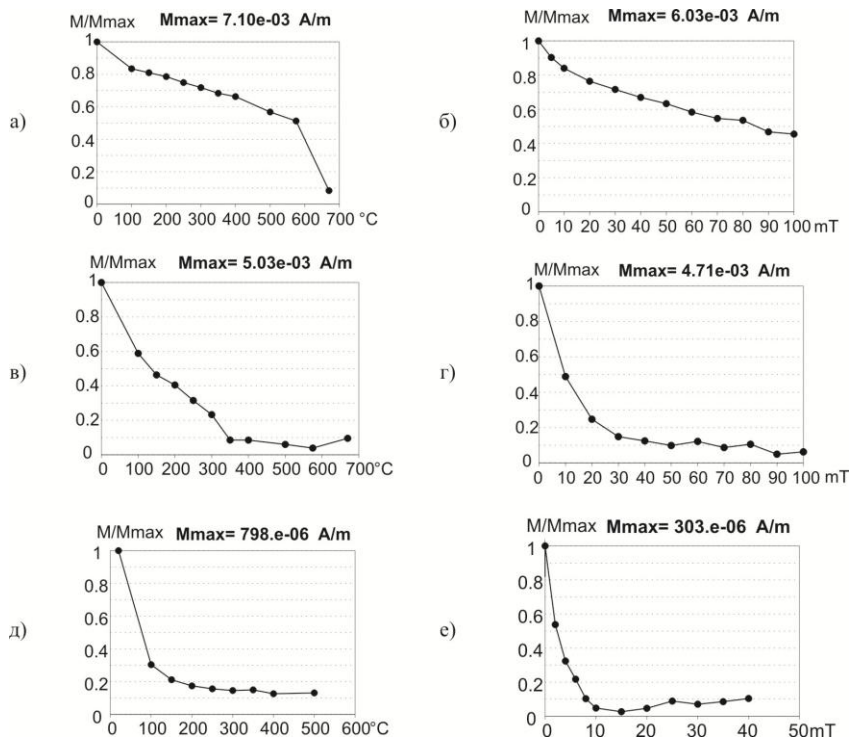


Рис. 2. Характерные примеры изменения модуля вектора остаточной намагниченности в ходе его разрушения магнитной чисткой

Таблица 2.

Свита		Наклонение J_c (град.)		Склонение D_c (град.)	
		Первичные данные	После чистки	Первичные данные	После чистки
Убсунурская	Отриц. зона	18	-31	159	178
	Полож. зона	75	68	346	338
Деспенская		81	76	325	319
Козовражская	Отриц. зона	67	-57	100	161
	Полож. зона	83	89	354	12

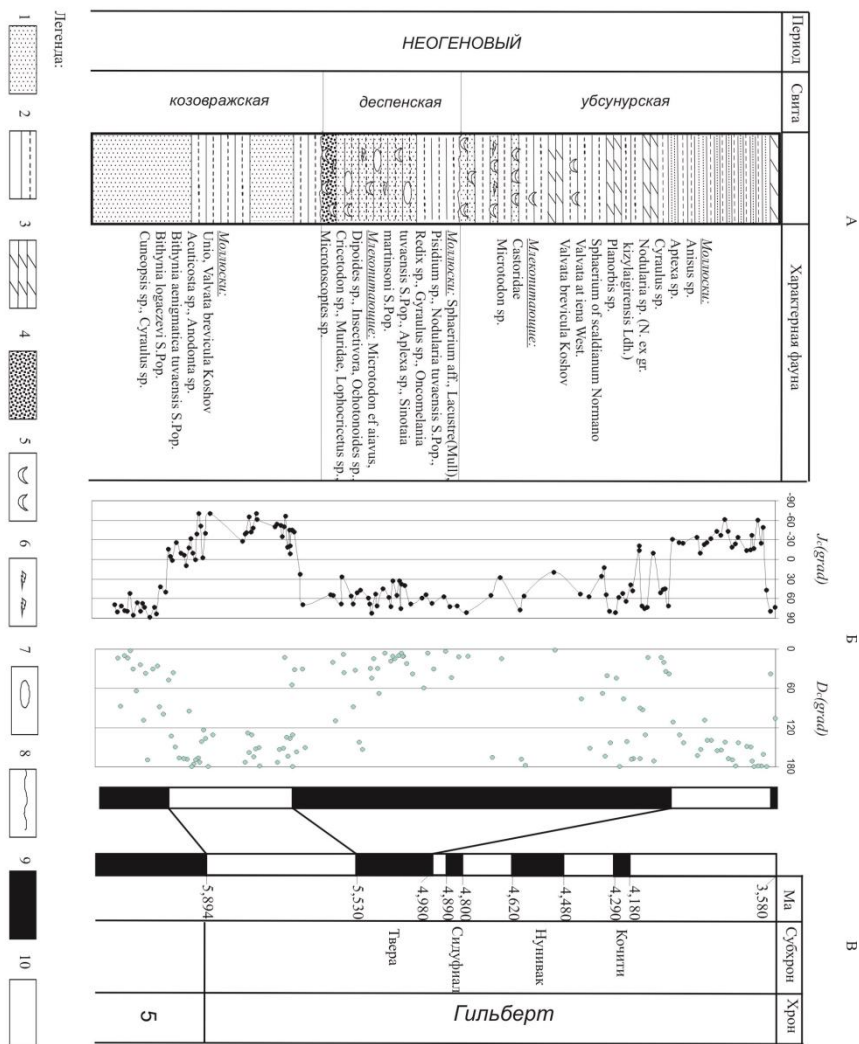


Рис. 3. А — сводный разрез Холу; Б — изменение значений наклона (J_c) и склонения (D_c) вектора остаточной намагниченности по разрезу; В — магнитохронологическая шкала; легенда: 1 — песок, 2 — алеврит, 3 — мергель, 4 — базальный слой, 5 — остатки моллюсков, 6 — остатки рыб, 7 — мергельные конкреции, 8 — перемывы, 9 — положительная полярность, 10 — отрицательная полярность.

Палеомагнитные исследования в районе оз. Убсу-Нур проведены впервые. Однако ранее Певзнером, Вангенгейм, Зажиговым и др. [4, 5] изучались отложения вблизи оз. Хиргис-Нур, находящегося южнее, на территории Монголии. Разрез Хиргис-Нур является опорным не только для миоцена-

плиоцена северо-запада Монгольской республики, но и для всей Центральной Азии. В разрезе зафиксированы несколько положительных и отрицательных магнитозон, которые авторы [4, 5] относят к отрицательному хрону Гильберт, а также к эпохам 5 и 6. Основанием для этих выводов явилось изучение микротериофауны, а также результаты датирования K/Ag методом [6].

Озера Убсу-Нур и Хиргиз-Нур относятся к одной котловине Больших озер, имеют сходные климатические и географические условия. Сопоставление по палеонтологическим и палеомагнитным данным показало, что разрез Холу коррелирует с верхней частью опорного разреза Хиргиз-Нур, относящейся к хрону Гильберт. Изучение микротериофауны в разрезе Холу проведено В.С. Зажиговым [7]. Присутствующая в разрезе малакофауна относится к видам, жившим в эпоху потепления, которая датируется 6.0–3.2 млн. лет.

Полученные данные позволяют сопоставить магнитостратиграфический разрез Холу с магнитохронологической шкалой [8] и предположить, что зона положительной полярности, захватывающая часть убсунурской и деспенскую свиты относится к большому положительному эпизоду Твера (5,23–4,98 млн. лет) в отрицательной эпохе Гильберт, а нижняя положительная зона — к эпохе 5 (рис. 3В).

1. *Розенберг Л. И.* К стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Тувы (Киргинская и Убсунурская впадины) // Бюл. моск. о-ва испыт. Природы. Отд. Геол., 1980, Т.55, вып. 1. С.58–69.
2. *Попова С. М.* Пресноводные моллюски неогеновой толщи Убсунурской впадины (Тувинская АССР), 1967. С. 232–240.
3. *Шорыгина Л. Д.* Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы //АН СССР. Труды геологического института. Выпуск 26, 1960. С. 165–203.
4. *Вангенгейм Э. А., Зажигин В. С., Певзнер М. А., Хоревина О. В.* Граница миоцен – плиоцен в Западной сибире и Центральной Азии (по палеомагнитным и биостратиграфическим данным)// *Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке.* Новосибирск: «Наука», 1984. С.167–171.
5. *Певзнер М. А., Вангенгейм Э. А., Жигалло В. И.* Корреляция отложений позднего неогена Центральной Азии и Европы по палеомагнитным и биостратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Серия геологическая, №6, 1982 г. 5–16.
6. *Девяткин Е. В.* Кайнозой внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 198 с.
7. *Девяткин Е. В., Зажигин В. С.* Первые находки мелких млекопитающих в плиоцене Тувы и западной Монголии // Доклады Академии наук СССР, 1968. Т. 183. №2. С. 404–407.
8. *Felix Gradstein, James Ogg, Marc Schmitz and Gabi Ogg.* The Geologic time scale 2012. Elsevier, 2012–1139 p.

Магнитные характеристики плейстоценовых отложений разрезов Мингтепа и Митан

А. Г. Стельмах, Х.А. Тойчиев

Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент

Образование плейстоценовых отложений Узбекистана связано с очередной активизацией региональных тектонических движений земной коры в четвертичное время. В результате этих движений, черты современного рельефа региона, созданные ещё в олигоцен-плиоценовое время, обострились, Арало-Каспийское море полностью покинуло восточную и северо-восточную часть территории, крупные озёра и лагуны эполейстоцена высохли и в образовавшиеся впадины стали аккумулироваться мощные толщи континентальных отложений в условиях активной дифференцированной тектоники четвертичного времени. Эти движения создали сложную структуру немых континентальных отложений, которые отличаются между собой неравномерностью образования осадков во времени, пространственным распространением, цикличностью, подчинённостью локальным тектоническим движениям и зональным факторам, разнофациальностью, литологией и др. [1, 2].

Для того, чтобы решить поставленную задачу изучены разрезы орогенной серии четвертичных отложений, расположенных в бассейнах крупных рек региона. Здесь приведены самые характерные разрезы — разрез Мингтепа и Митан. Рассмотрим их.

Разрез Мингтепа расположен на правом берегу р. Сырдарья у слияния рек Келес и Сырдарья. Разрез вскрыт тектонической активностью регионального разлома, проходящего вдоль р. Сырдарья. В результате интенсивных современных тектонических движений на правобережье р. Сырдарья образовался тектонический уступ высотой более 40 м, вскрывающий строение низовья междуречья Чирчик и Келес. Отложения разреза представлены мощной толщей лёсса с тремя перерывами осадконакопления и образованием одной ископаемой почвы. До 22,0 м разрез опробован всплошную, с глубины от 32,0 до 40,0 м опробован с интервалом 0,1–0,2 м. Всего по разрезу отобрано 1634 ориентированных образца.

Разрез Мингтепа сверху вниз представлен следующими отложениями (мощность, м):

Q_3^P

1. Современная почва. Суглинок, светло-желтовато-серый, серый, мелкокомковатый, трещиноватый, переход постепенный (0.15);

2. Лёсс, желтовато-серый, пористый, однородный, встречаются кристаллы гипса (4.00);

Q_2^P

4. Погребенная почва (ПГ-1). Суглинок, светло-желтовато-серый, серовато-коричневый, комковатый, встречаются кристаллы гипса, переход постепенный (0.45);

5. Лёсс, желтовато-серый, плотный, однородный, редко встречаются кристаллы гипса, переход постепенный (22.00);

6. Лёсс светло-желтовато-серый, плотный, однородный, влажный, с глубиной влажность увеличивается (13.40);

Общая мощность 40.00 м.

Изменения магнитных свойств пород разреза Мингтепа (рис. 1) показало, что значения I_n и χ изменяются незначительно. В верхней части разреза интервал изменения I_n составляет $(5,8-44,6) \times 10^{-6}$ СГС, при $I_{\text{нр}} = 25,3 \times 10^{-6}$ СГС, в средней части $(12,0-53,2) \times 10^{-6}$ СГС, при $I_{\text{нр}} = 28,7 \times 10^{-6}$ СГС. В среднем по разрезу значение $I_n = 23,9 \times 10^{-6}$ СГС. Магнитная восприимчивость лёсса варьирует значительно меньше, чем, I_n и изменяется в пределах $(25,5-72,5) \times 10^{-6}$ СГС, при $\chi_{\text{ср}} = 46,6 \times 10^{-6}$ СГС.

Анализ изменения I_n и $\chi_{\text{ср}}$ по профилю разреза показывает, что они не связаны между собой. Вариации I_n обусловлены состоянием геомагнитного поля эпохи образования осадка. Максимальное значение I_n в разрезе приходится периоду аномального отклонения геомагнитного поля и не связаны с вещественным составом породы. Границы между слоями проведены на основании данных магнитной восприимчивости пород. Магнитные свойства ископаемой почвы разреза мало отличаются от магнитных свойств почвообразующей породы. Естественная остаточная намагниченность составляет $(46,0-48,4) \times 10^{-6}$ СГС, при $I_{\text{нр}} = 46,8 \times 10^{-6}$ СГС, а магнитная восприимчивость изменяется в пределах $(86,0-95,0) \times 10^{-6}$ СГС, при $\chi_{\text{ср}} = 90,0 \times 10^{-6}$ СГС. Вязкая намагниченность лёссов в целом по разрезу изменяется в пределах $(0,02-0,10) I_n$ у единичных образцов достигает 15 % I_n .

Разрез Митан расположен в средней части бассейна р. Заравшан, на левом берегу Саганакся, правого притока р. Акдарья. Отложения разреза слагают юго-восточный склон хребта Актау и со стратиграфическим несогласием залегают на древних отложениях. Полная мощность отложений здесь вскрыта эрозионной деятельностью Саганакся. Отложения представлены мощной толщей пролювиального лёсса, которая подстилается аллювиальными песчано-галечными отложениями. В разрезе зафиксировано три перерыва. Разрез полностью опробован всплошную и всего отобрано 1550 образцов.

Разрез Митан сверху вниз представлен следующими отложениями (мощность, м):

Q_{2-3}^p

1. Современная почва. Суглинок, желтовато-серый, комковатый, переход постепенный (0.20);

2. Лёсс, серый, серовато-коричневый, плотный, однородный, переход постепенный (4.00);

3. Лёсс серовато-коричневый, плотный, однородный, с включением кристаллов гипса, переход постепенный (10.50);

Q_2^p

4. Лёсс серый, плотный, однородный, переход постепенный (14.50);

5. Супесь, серая, темно-серая, плотная, глинистая (1.80);

Q_2^a

6. Песок, тонкозернистый, серый, рыхлый с включением дресвы, переход постепенный (0.95).

7. Галечник.

Общая мощность 31.95 м.

Изменения магнитных свойств пород по профилю приведены на рис. 2. Из приведённого рисунка видно, что в целом I_n и χ изменяются незначительно. Естественная остаточная намагниченность лёсса изменяется в пределах $(0,01-82,0) \times 10^{-6}$ СГС, при $I_{ncp} = 15,5 \times 10^{-6}$ СГС, а магнитная восприимчивость изменяется $(11,7-79,5) \times 10^{-6}$ СГС, при $\chi_{cp} = 32,0 \times 10^{-6}$ СГС.

Естественная остаточная намагниченность супеси изменяется в пределах $(22,0-51,2) \times 10^{-6}$ СГС, при $\chi_{cp} = 30,4 \times 10^{-6}$ СГС. Наиболее низкие значения I_n приходится аномальным зонам, а высокие значения и их вариации – лёссам нижней части слоя 4, который связан с изменением состава, и структуры ферромагнитных минералов.

Высокое значение I_n супесей также связаны с вещественным составом породы. Магнитная восприимчивость пород не связана с I_n и равномерно изменяется по профилю разреза.

Вязкая намагниченность в целом по разрезу не превышает 30 % I_n , в среднем составляет 15% I_n .

Таким образом, на основании изучения плейстоценовых отложений можно сделать следующие выводы:

Плейстоценовые отложения региона характеризуется наибольшим накоплением различных генетических типов четвертичных отложений. Значительная мощность отложений в разрезах приходится лёссовым и лёссово-почвенным породам. Такие характеристики отложений, как мощность, распространение, генезис, литология, накопление и другие, непостоянны в пространстве и во времени.

Единого стратиграфического полного разреза отложений плейстоцена в регионе нет. Разрезы орогенной зоны в сокращённом виде представляют весь плейстоцен и в них они занимают определённые уровни сложно построенных разрезов. Сводный региональный стратиграфический разрез плейстоцена состоит из различных литологических и генетических типов осадков.

Изменчивость магнитной восприимчивости пород связана с составом и содержанием ферромагнитных минералов, приносимых из области сноса, а также с вторичными минералами, образовавшихся в процессе постседиментационных изменений.

1. Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г. Основные проблемы стратиграфии эоплейстоценовых и плейстоценовых отложений Узбекистана и пути их решения // Вестник НУУз. – № 4/1. Ташкент, 2009. С. 32–35.
2. Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г. История геомагнитного поля по геомагнитным событиям, выявленным в четвертичных отложениях Узбекистана // Вестник НУУз. 2/1. Ташкент, 2011 г. С. 119–122.

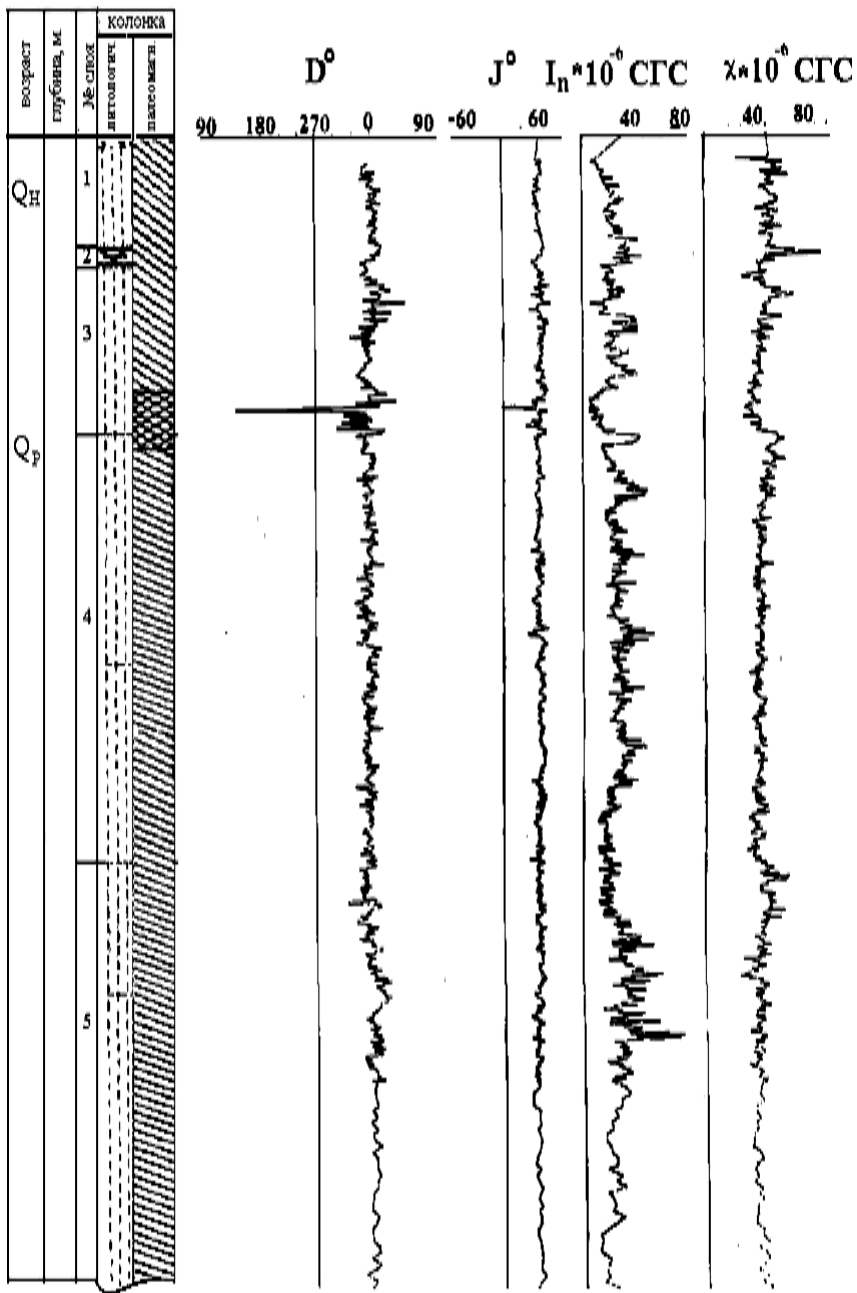


Рис. 1. Палеомагнитный разрез плейстоценовых отложений в бассейне р. Чирчик, разрез Мингтепа.

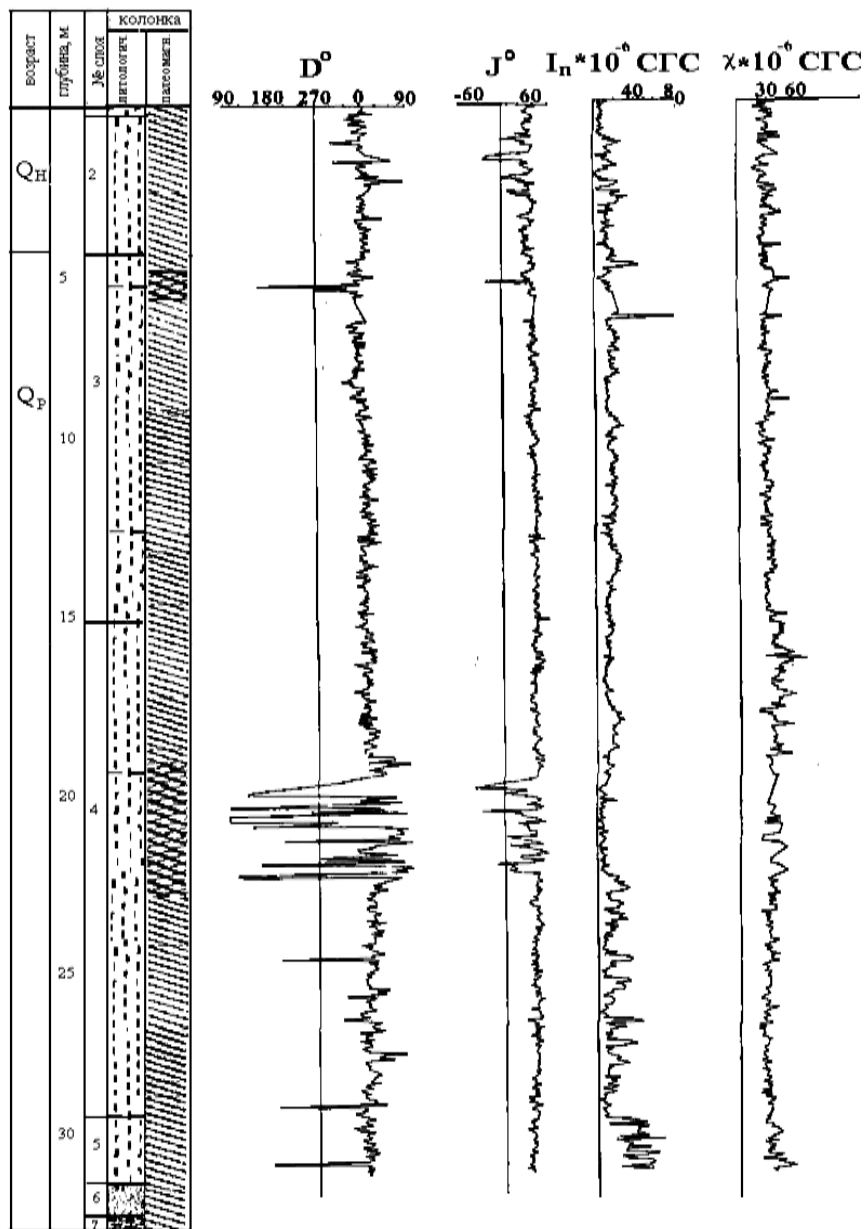


Рис. 2. Палеомагнитный разрез плейстоценовых отложений в бассейне р. Зеравшан, разрез Митан.

Магнитные характеристики эоплейстоценовых отложений разрезов Нурата и Чартак

Х.А. Тойчиев, А.Г. Стельмах

Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент

В эоплейстоценовое время на территориях геотектонических областей Узбекистана были условия в корне отличающиеся между собой и, соответственно, разрезы платформенных областей не сопоставимы с орогенными, так как они сильно отличаются как по литологическим признакам, так и по стратиграфическому построению разрезов.

Разрез Нурата расположен на южном склоне Нуратинского хребта. В разрезе выделено девять слоёв, верхние слои (1–4) мощностью 3,5 м представлены делювиально-пролювиальными плейстоценовыми отложениями. Средняя часть разреза (слой 5), мощностью 32,0 м представлена плотными, известковистыми, желтовато-коричневыми эоплейстоценовыми алевролитами. Нижняя часть разреза (слои 6–8) мощностью до 8,0 м представлена делювиально-аллювиальными отложениями с прослоями и линзами плотных, сильно известковистых алевролитов. В ходе плевых работ нами было отобрано 2500 ориентированных образцов для палеомагнитного изучения.

Следует отметить, что алевролиты, перекрывающие фациально-изменчивую толщину на разных участках в пределах бассейна реки Заравшан, залегают по-разному. Алевролиты ближе к горам, залегают на коренных породах, в пределах предгорий на крупнообломочном делювии, или на слабо сцементированных, маломощных аллювиальных конгломератах. Чаще всего алевролиты сохранились на коренных породах или на крупнообломочных делювиальных отложениях. В первом случае мощность их не превышает 10–15 м, во втором — мощность их достигает 35–40 м.

Разрез Нурата сверху вниз представлен следующими образованиями (мощность, м):

Q_2^{dp}

1. Суглинок серый, однородный, пористый, мягкий, слабо загипсованный, встречается слабоокатанные гальки размером до 3,0 см и мелкозернистые частицы. Верхняя часть слоя подвержена почвообразовательным процессам (1,0);

2. Песок среднезернистый, серый, с включением слабоокатанных обломков известняков, рыхлый (0,5);

3. Суглинок светло-серовато-коричневый, мелкокомковатый, пористый, мягкий, слабоизвестковистый (0,5);

4. Галечник серый, слабо сцементированный, сложен из обломков щебня и древесины, цемент песчано-глинистый, размер галек 3,0–15,0 см, не окатанные (1,0);

Q_1^{ad}

5. Алевролит желтовато-коричневый, с красноватым оттенком, известковистый, плотный, однородный, в верхней части встречается карбонатные конкреции (32,0);

6. Конгломерат серый с линзами и прослоями алевролита, гальки плохо окатанные, цемент известковистый (6,5);

7. Алевролит красновато-коричневый, известковистый, плотный, с включениями песчаных и известковистых частиц (1,0);

8. Конгломерат серый с линзами и прослоями алевролита, цемент известковистый (7,0);

9. Коренные породы.

Полная мощность 50,0 м.

Палеомагнитные лабораторные измерения проводились по стандартной методике: образцы подверглись временной чистке и для выделения стабильных компонентов естественной остаточной намагниченности (ЕОН) проведены чистка переменным магнитным полем и температурная чистка. Лабораторными палеомагнитными исследованиями образцов разреза Нурата (рис. 1) установлено, что естественная остаточная намагниченность пород по профилю разреза изменяется в пределах $(0,1-18,0) \times 10^{-6}$ СГС, при $I_n = 3,8 \times 10^{-6}$ СГС. Намагниченность пород по разрезу изменяется равномерно, незначительно отклоняясь в ту или иную сторону от среднего значения, отдельные скачки отмечаются у единичных образцов в нижней части слоя 6, вероятнее всего связанные с изменением состояния магнитного поля Земли.

Низкие значения I_n как и на других разрезах приходятся переходным зонам и слоям, где происходит резкая смена полярности. Они приходятся на отметки 4,6–8,5 м, 12,3 м, 18,2 м, 21,0 м, 25,4 м, 42,4 м, 42,9 м. Магнитная восприимчивость пород разреза изменяется в пределах $(1,0-2,8) \times 10^{-6}$ СГС, при $\chi_{ср} = 2,0 \times 10^{-6}$ СГС. Незначительное увеличение значений χ отмечается в верхней части слоя 6, связанные с постседиментационными изменениями в породе.

Данный разрез один из полных в палеомагнитном отношении не только на юго-западе Узбекистана, но и в целом во всем регионе и может служить региональным палеомагнитным эталонным разрезом для отложений эоплейстоцена.

Разрез Чартак расположен на севере Ферганской долины в 5,0 км от п. Чартак. Здесь вскрыты тела новейших и современных тектонических структур. Разрез практически на всю мощность сложен отложениями эоплейстоцена за исключением небольшой мощности (1,0 м) пород в верхней части разреза. Это плейстоценовые образования, которые с большим размывом залегают на сильно известковистых алевролитах. Значительная часть мощности отложений эоплейстоцена в разрезе представлены алевролитами, только в нижней части толщи 2,5 м мощности отложений приходится на конгломераты. В ходе плевых работ нами было отобрано 2100 образцов для палеомагнитного изучения.

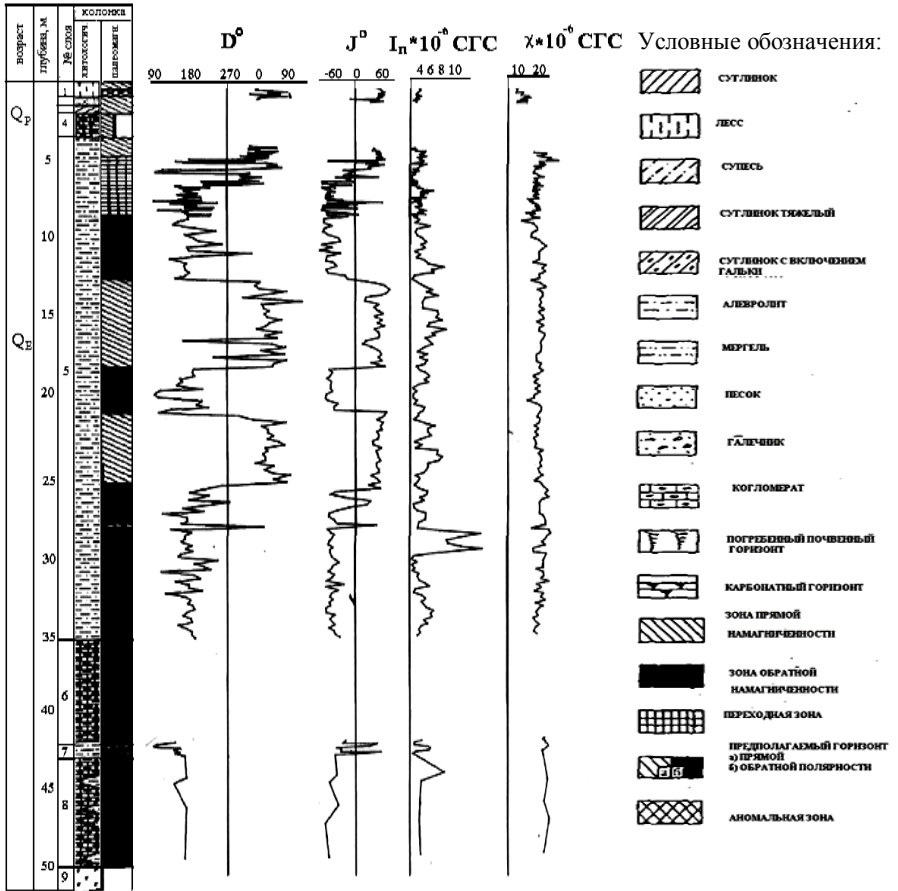


Рис. 1. Палеомагнитный разрез Нурата.

Разрез Чартак (рис. 2) сверху вниз представлен следующими образованиями (мощность, м):

Q_2^p

1. Суглинок желтовато-серый, пористый, сухой, рыхлый, однородный (0,5);

Q_2^a

2. Галечник светло-серый, на песчано-глинистом цементе, содержит обломки хорошо окатанных коренных пород (0,4);

Q_1^a

3. Алевролит светло-коричневато-коричневый, плотный известковистый, внизу по разрезу известковистость увеличивается (6,6);

4. Алевролит красновато-коричневый, плотный, однородный, известковистый (28,6);

5. Конгломерат серый, цемент известковистый, гальки хорошо окатанные, имеются прослой и линзы светло-коричневых алевролитов (2,5);

6. Алевролит красновато-коричневый; плотный, однородный известковистый (5,4);

Вскрытая мощность отложений (44,0 м).

Изучение магнитных свойств пород показало, что естественная остаточная намагниченность по разрезу (рис.2.) изменяется не равномерно ($0,2-26,0$) $\times 10^{-6}$ СГС, при $I_{ncp}=4,2 \times 10^{-6}$ СГС.

Высокие значения I_n в разрезе приходятся отдельным слоям, вероятно никак не связанные с составом пород, так как магнитная восприимчивость не изменяется, а магнитная вязкость пород, указывающая на состояние пород в прошлом, не превышает 15–20 % I_n , что характерно в целом для пород разреза. Магнитная восприимчивость пород в разрезе изменяется равномерно в пределах среднего значения ($0,2-3,2$) $\times 10^{-6}$ СГС, $\chi_{cp}=2,8 \times 10^{-6}$ СГС, но фиксируемый широкий диапазон изменения χ пород связан с единичными случаями.

Палеомагнитное изучение пород разрезов Нурата и Чартак выявило неравномерное изменение магнитных свойств: отложения эоплейстоцена намагничены слабее, чем отложения плейстоцена, отдельные быстрые увеличения естественной остаточной намагниченности соответствуют возмущённым состояниям магнитного поля Земли, а низкие – переходным периодам и периодам кратковременного отклонения и не связаны с литологическими изменениями в породе. В разрезах платформенной и предорогенной зоны нижняя граница эоплейстоцена проходит под обратно намагничёнными озерно-аллювиальными отложениями, сложенных, главным образом, алевролитами, мергелями и конгломератами, которые в магнитохронологической шкале соответствуют рубежу 2,4 млн. лет. Нижняя граница эоплейстоценовых отложений в орогенной области Узбекистана нами проводится под толщей делювиальных лёссово-почвенных отложений на рубеже 1,8 млн. лет [1, 2].

1. Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г. Основные проблемы стратиграфии эоплейстоценовых и плейстоценовых отложений Узбекистана и пути их решения // Вестник НУУз. № 4/1. Ташкент, 2009. С. 32—35.
2. Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г. История геомагнитного поля по геомагнитным событиям, выявленным в четвертичных отложениях Узбекистана // Вестник НУУз. 2/1. Ташкент, 2011. С. 119—122.

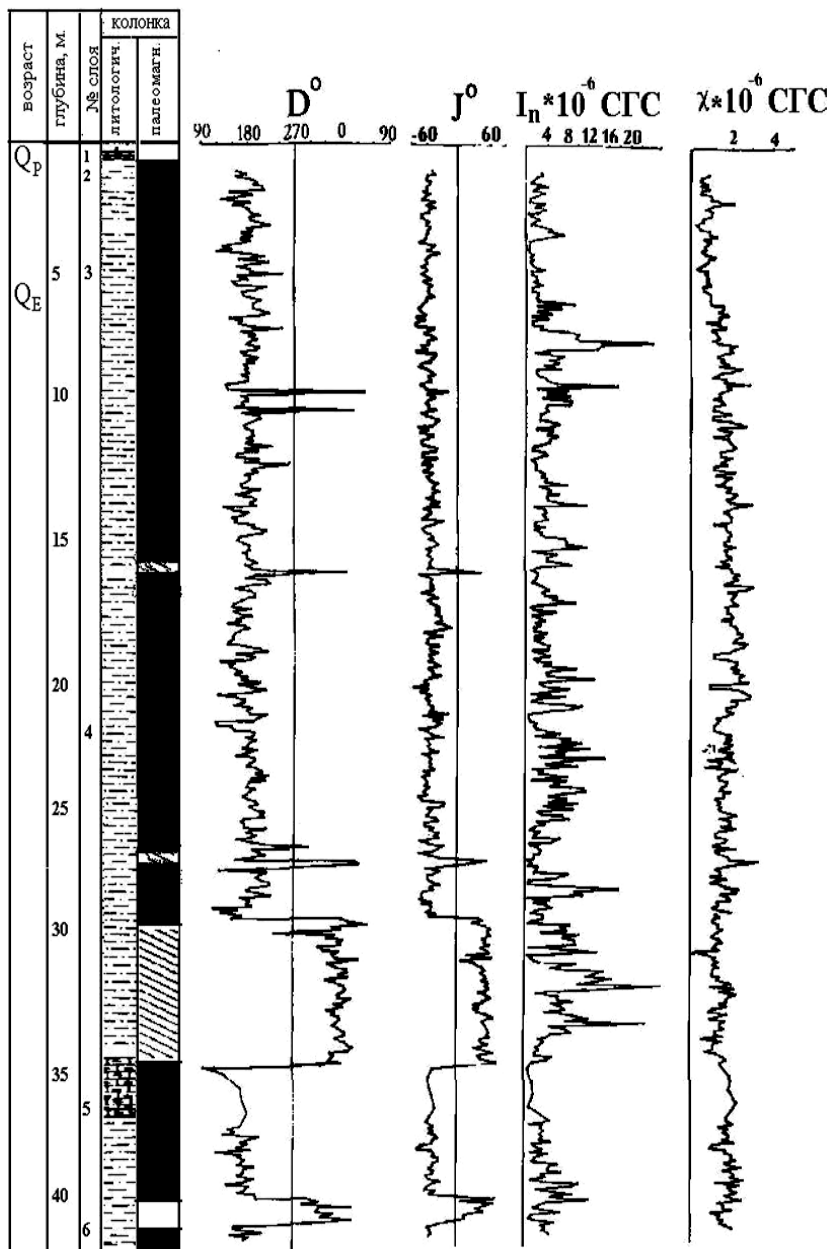


Рис. 2. Палеомагнитный разрез Чартак. Условные обозначения см. рис. 1.

Аномальное поведение намагниченности в породах среднего и верхнего неоплейстоцена разреза Эльтиген (Керченский полуостров)

В.М. Трубихин¹, О. В. Пилипенко²

¹*Геологический институт РАН, Москва*

²*Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва*

Разрез Эльтиген расположен на берегу Керченского пролива между поселком Героевка (Эльтиген) на севере и устьем Тобичинского лимана на юге (45,5° N, 36,5° E). Разрез представляет собой серию морских террас, вложенных друг в друга. В полукилometре на СЗ от разреза Эльтиген на берегу Тобичинского лимана обнажаются отложения морской террасы узунларского возраста, представленные в нижней части морскими, а в верхней части покровными отложениями. Эти покровные отложения сходят вниз к устью Тобичинского лимана. Именно на них залегают с размывом собственно карангатские отложения, которые и были основным объектом исследования. Узунларские отложения в широком смысле отвечают 7 и 6 изотопно-кислородным стадиям (ИКС), то есть имеют возраст ~240–160 тыс. лет (7 ИКС) и 160–130 (6 ИКС), (см. рис. 1). Эти данные подтверждены определениями абсолютного возраста. Так в разрезе Пекла методом OSL возраст определен по пескам из средней части узунларских отложений: не моложе ~204 тыс. лет [Пилипенко и др., 2010]. А в разрезе Узунларского лимана самые верхи собственно узунлара датированы по неравновесному урану ~160 тыс. лет [Чепалыга, Михайлеску, 1985].

Карангатские отложения (в широком смысле) отвечают 5 и 4 ИКС и имеют возраст ~130–80 тыс. лет и 80–50 тыс. лет, соответственно. Эти данные подтверждаются определениями абсолютного возраста как методом по неравновесному урану, так и OSL методом [Додонов, 2002; Dodonov et al., 2000]. Что же касается отложений сурожской террасы, то они отвечают 3 и 2 ИКС и имеют возраст ~50–20 тыс. лет и ~20–10 тыс. лет, соответственно, что подтверждено многочисленными радиоуглеродными датировками [Додонов, 2002]. Как покровные отложения узунлара, так и карангата слабо дислоцированы, так что сурожские отложения залегают на них с угловым несогласием. Рекогносцировочные исследования показали, что в разрезе Эльтиген покровные суглинки узунларского возраста, морские отложения карангата, отвечающие 5–3 подстадиям 5 ИКС и отложения сурожской террасы несут в себе слои с аномальными направлениями вектора естественной остаточной намагниченности (NRM). Поэтому было предпринято детальное исследование этих интервалов, и они были отобраны сплошным отбором.

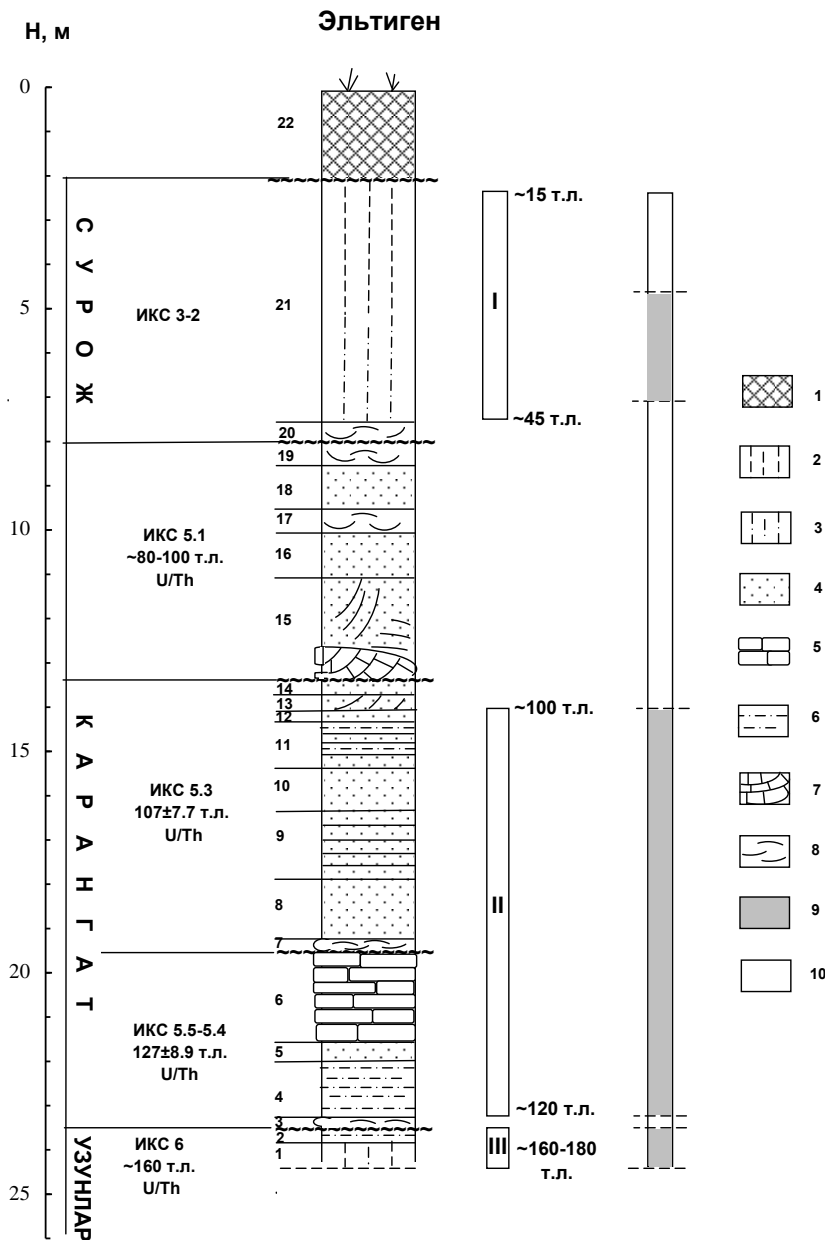


Рис. 1. Литологическая колонка разреза Эльтиген, где 1 — современная почва, 2 — суглинок, 3 — супесь, 4 — пески (косыми линиями обозначена косослоистость), 5 — песчаники, 6 — алевролиты, 7 — биогермы, 8 — ракушняк, 9 — интервалы с аномальным направлением NRM, 10 — интервалы с нормальным направлением NRM.

Узунларские покровные отложения ниже подошвы собственно карангата представлены здесь буровато-серыми комковатыми суглинками и супесями. Их видимая мощность ~1 м. Палеомагнитные исследования показали, что в них имеется два значительных отклонения направления вектора NRM от направления геомагнитного поля прямой полярности. Это хорошо согласуется с данными, полученными по разрезу Узунларского лимана. Там в верхах узунларских отложений также располагается пакет слоев с аномальными направлениями намагниченности. Данные абсолютного возраста (U/Th) позволяют отождествлять его с аномальным горизонтом Бива-I. Отложения сурожской террасы имеют мощность ~6 м и представлены в базальной части песками с раковинным детритом, а выше покровными суглинками. Перекрываются они современной почвой, в основании которой встречаются обломки античной керамики.

Палеомагнитные исследования показали, что в интервале ~4.5–2.5 м от кровли толщи, на уровне Брянской почвы и несколько выше наблюдаются отклонения вектора NRM от направления геомагнитного поля прямой полярности. Этот интервал изучен во многих параллельных разрезах (Роксоланы, Тузла, Караджа и др.), включает в себя экскурсии Лашамп, Моно и др. и имеет возраст ~40–20 тыс. лет [Пилипенко, Трубихин, 2012].

Собственно карангатские отложения, которые и являлись основным объектом изучения, в данном разрезе имеют мощность 15–16 м и представлены пестрой толщей алевролитов, песков, ракушняков, вплоть до рифогенных образований. Здесь мы имеем толщу карангатских отложений в узком смысле, то есть покровные отложения карангатской террасы отсутствуют будучи срезаны сурожской террасой. Эти отложения 5-й ИКС легко разбиваются на подстадии. Подобная стратиграфия подтверждается данными абсолютного датирования U/Th методом. Отложения подстадии 5.5 имеют датировку 127 ± 8.9 тыс. лет, подстадии 5.3 имеют датировку 107 ± 7.7 тыс. лет и, наконец, подстадия 5.1 имеет возраст ~80–100 тыс. лет (рис. 1).

Палеомагнитные исследования показали, что в интервале от низов подстадии 5.5 до верхов подстадии 5.3 имеются многочисленные отклонения вектора NRM от направления геомагнитного поля прямой полярности, вплоть до полной переполюсовки (см. рис. 2). Кривая значений D и I в этом интервале (II) сглажена скользящим средним. Этот интервал, представляющий собой пакет слоев с прямой, обратной и промежуточной полярностью, имеет возраст ~125–100 тыс. лет и отвечает аномальному горизонту Блейк.

Отложения подстадий 5.1 и 5.2 намагничены только прямо. Правда, данные непосредственно по разрезу Эльтиген фрагментарны из-за невозможности провести сколько-нибудь детальный отбор толщи ракушечников и рифогенных образований. Однако, в соседнем разрезе Тузла, где также выделяются все подстадии 5 ИКС, породы представлены более тонким материалом, и сплошной отбор образцов показывает для подстадий 5.1 и 5.2 только прямую полярность. Здесь в кровле отложений, относящихся к подстадии 5.1 также имеется абсолютная дата (OSL методом) $\sim 85 \pm 6$ тыс. лет [Пилипенко и др., 2010].

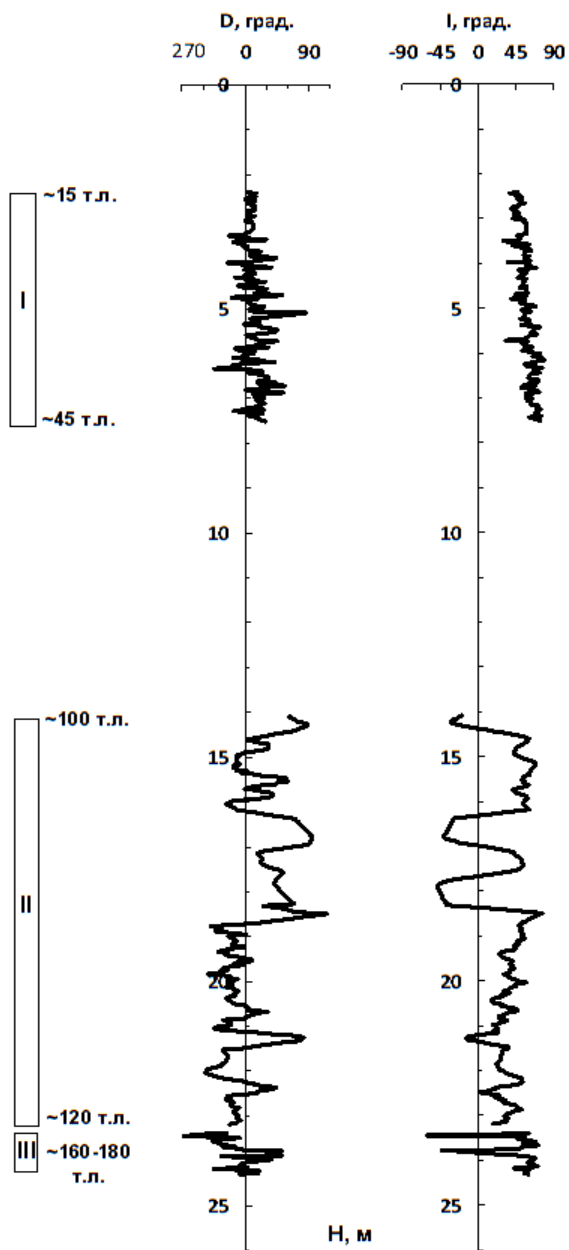


Рис. 2. Угловые компоненты намагниченности, записанной в породах разреза Эльгиген.

Резюмируя результаты изучения интервала, отвечающего аномальному горизонту Блейк, можно констатировать:

1. Экскурс Блейк представляет собой пакет интервалов с прямой, аномальной и обратной полярностью.

2. Каждый из интервалов может рассматриваться как самостоятельный экскурс.

3. Более всего по своей морфологии (продолжительность ~20–25 тыс. лет, пониженная напряженность геомагнитного поля, поведение виртуального геомагнитного полюса) это похоже на несостоявшуюся инверсию.

Авторы работы выражают глубокую признательность Российскому фонду фундаментальных исследований за финансовую поддержку проекта 13-05-00431.

1. Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии. Стратиграфия, корреляция, палеогеография // Труды геологического института. М.: Геос. 2002. Вып. 546. С. 250.
2. Пилипенко О.В., Трубихин В.М. Геологическая и палеомагнитная корреляция плейстоценовых разрезов юга России, Украины и Азербайджана // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. Москва, ГЕОС, 2012. № 72. С. 136–147.
3. Пилипенко О.В., Трубихин В.М., Абрахамсен Н., Байлаэрт Ж.-П. Отклик палеомагнитной записи на изменения окружающей среды в позднем Плейстоцене // Физика Земли. 2010. №12. С.37–49.
4. Чепалыга А.Л., Михайлеску К.Д. Корреляция плейстоценовых бассейнов Черного моря с этапами развития Русской равнины // Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука. 1985. С.189–191.
5. Dodonov A.E., Tehepalyga A.L., Mihailescu C.D., Zhou L.P., Markova A.K., Trubikhin V.M., Simakova A.N., Konikov E.G. Last-interglacial records from central Asia to the northern Black Sea shoreline: stratigraphy and correlation // Netherlands Journal of Geosciences. 2000. V. 79. N 2/3. P. 303–311.

Палеомагнетизм осадочных пород Ашинской серии западного склона Южного Урала: региональные и глобальные следствия переизучения старых коллекций

А. Н. Храмов¹, Н. В. Сальная^{1,2}, С. А. Писаревский³, В. А. Михайлова¹, А. Г. Иосифиди¹

¹Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург

²Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва

³School of Earth and Environment, University of Western Australia, Crawley, WA 6009, Австралия

Палеомагнитное изучение ашинской серии началось еще в 60-х годах прошлого века, когда Р. А. Комиссаровой (ВНИГРИ) и Н. Ф. Данукаловым (УфаАН СССР) была отобрана из выходов горных пород вдоль рек Басу (54.22° N, 57.05° E), Зилим (54.03° N, 57.01° E), вдоль Старого Белорецкого тракта (53.6° N, 56.75° E) и ручья Кук-Караук (53.6° N, 56.7° E) представительная коллекция ориентированных образцов из свит серии.

Палеомагнитное изучение ашинской серии при существующем в те времена техническом уровне, дало значимые результаты для двух из четырех свит серии — кук-караукской и басинской [1–4]. В результате временной чистки (в течение 30–90 дней) всех образцов, а также чистки переменным магнитным полем (до 48 кА/м) и термочистки (до 500 °С) их десятой части были выделены две доскладчатые компоненты естественной остаточной намагниченности (J_n) – монополярная ($D = 264^\circ$, $I = -18^\circ$, $K = 15$, $\alpha_{95} = 9^\circ$) и биполярная ($D = 51^\circ / 231^\circ$, $I = -32^\circ / 32^\circ$, $K = 39$; $\alpha_{95} = 10^\circ$), отнесенные предположительно к ордовику (возраст ашинской серии в то время был неизвестен). Находки эдиакарской фауны в породах ашинской серии побудили вернуться к ее палеомагнитному изучению — уже на новом современном техническом и методическом уровне. Анализ процесса терморазмагничивания пород установил многокомпонентность их J_n и позволил определить направления этих компонент, имеющих различные спектры деблокирующих температур [5, 6].

В данной работе представлены первые результаты переизучения части (219 образцов, 92 стратиграфических уровня) большой коллекции образцов, отобранной Р. А.Комиссаровой и Н. Ф.Данукаловым. Лабораторные палеомагнитные исследования и обработка полученных результатов проводились в лаборатории магнитостратиграфии и палеомагнитных реконструкций ВНИГ-РИ по общепринятой методике [7].

Компонентный анализ. Для всех изученных образцов кук-караукской и басинской свит было применено ступенчатое терморазмагничивание от 100 °С с шагом 50–100 °С до 600 °С, затем с шагом 5–20 °С до 680 °С, в ходе которого в большинстве образцов выделяются две или три компоненты J_n .

Кук-Караукская свита(разрез р.Зилим, руч. Кук-Караук). По образцам кук-караукской свиты выделено *четыре* компоненты J_n — две однополярные АО, А1 и две биполярные В и С. Первая — низкотемпературная АО-компонента выделяется в диапазоне 100–300° и имеет направление, близкое направлению современного геомагнитного поля ($D_0 = 12^\circ N$, $I_0 = 71^\circ$), Табл. 1. Тест складки для АО-компоненты неопределенный. Вторая компонента А1 выделяется в интервале температур 300–680 °С (средний интервал температур 300–560 °С). Распределение выделенной компоненты А1 показано на рис. 1а а её среднее направление в Табл. 1. Наиболее представительная компонента А1 по разрезу р. Зилим – доскладчатая, тест складки положителен.

Биполярная В-компонента выделяется в интервале температур 390–670 °С (средний интервал температур 460–610 °С). Распределения компонент ВN и ВR показаны на рис. 1б, а их средние направления в Табл. 1. По наиболее представительному разрезу р. Зилим тест складки и тест обращения для В-компоненты положительны. Для всей изученной кук-караукской свиты тест складки неопределен, а тест обращения положителен, Табл. 1. Четвертая — высокотемпературная биполярная С-компонента — выделяется в интервале температур 520–675 °С (средний интервал температур 560–660 °С). По части образцов выделить полностью компоненту С по кривым размагничивания не удается, но у таких наблюдаются хорошие траектории размагничивания по которым можно выделить искомое направление методом пересечения плос-

костей размагничивания [8], рис. 1d. Тест складки положителен. Тест обращения также положительный, класс С (угол между направлениями $\gamma = 11^\circ$, при критическом $\gamma_{cr} = 16^\circ$). Распределения выделенных компонент CN и CR показаны на рис. 1с, а их средние направления в Табл. 1.

Таблица 1. Палеомагнитные направления и полюсы для Кук-Караукской свиты.

№	Раз-рез	Компо-ненты J_n	N/n	D _g , °	I _g , °	K	α_{95} , °	D _s , °	I _s , °	K	α_{95} , °	Φ , °	Λ , °	dp, °	dm, °	ϕ_m , °	Тест
1	3+1	A0 (100–300)	38/ 47	317	67	7	9	–	–	–	–	64	336	12	15	50	F-(0.05 ±0.40)
2	3+1	A1 (320–560)	38/ 93	252	-37	12	7	250	-37	20	5	28	150	3	6	21	F+(0.9±0.3)
3	3	BN	9/14	49	-21	18	12	48	-33	23	11	8	191	7	13	18	F+(1.0±0.9)
4	1	BN	4/7	83	-46	54	13	86	-21	54	13	6	156	7	14	11	F~
5	3+1	BN (580–650)	13/ 21	58	-30	12	13	61	-30	13	12	3	179	7	13	16	
6	3	BR	19/ 34	238	23	17	8	238	32	18	8	4	182	5	9	17	F+(0.8±0.7)
7	1	BR	6/18	258	43	13	19	262	23	15	18	-5	160	10	19	12	F~
8	3+1	BR (390–590)	25/ 52	242	28	13	9	244	31	15	8	1	178	5	9	17	–
9	3+1	B (460–610)	38/ 73	240	29	13	7	243	30	14	6	2	178	3	6	16	F~, R+(3/14),C
10	3	CN	11/ 11	159	-12	8	17	162	-6	10	15	37	260	8	15	3	–
11	1	CN	2/2	180	-23	–	–	173	-18	–	–	45	247	–	–	–	–
12	3+1	CN (560–665)	13/ 13	162	-14	9	15	164	-16	12	13	43	259	7	13	8	F~
13	1	CR (595–650)	14/ 19	337	8	13	12	338	7	15	11	37	264	6	11	4	F~
14	3+1	C (580–660)	27/ 32	159	-10	11	9	161	-11	13	8	39	262	4	8	6	F+ R+(11/16), C
15	3	C [*] R (520–620)	12/ 12	338	7	–	6	344	6	–	4	38	257	8	15	3	–
16	3+1	CR (550-630)	26/ 31	337	7	17	7	340	6	20	7	37	262	4	7	3	–
17	3+1	C+C* (560–650)	39/ 44	158	-9	13	7	161	-10	15	6	39	262	3	6	5	F~ R+(11/14), C

Примечания: Примечание: разрезы: 1 — Кук-Караук, 2 — Старый Белорецкий тракт, 3 — р. Зилим, 4 — р. Басу; N — число штурфов; n — число образцов; с.к. — система координат (г — географическая, с — стратиграфическая); D°, I° — склонение и наклонение средних направлений компонент; K — кучность векторов; α_{95} — радиус круга доверия при 95% вероятности для среднего направления; Φ °, Λ ° — широта и долгота палеомагнитного полюса; dp°, dm° — полуоси овала доверия; ϕ_m ° — палеомагнитная широта; F+(~,~) — тест складки положительный (неопределен, отрицательный), R — тест обращения полярности + (–) положителен (отрицателен).

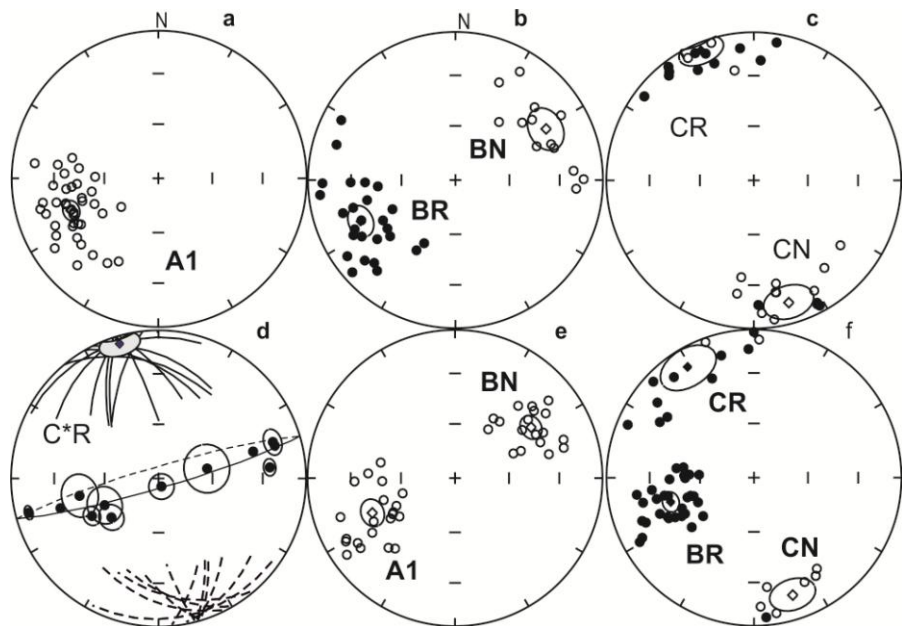


Рис. 1. Распределение направлений компонент естественной остаточной намагниченности после проведения чисток. а, б, с — компоненты J_n , кук-кураукская свита, р. Зилим и р. Кук-Караук; д — определение направления компоненты С по кругам размагничивания (для наглядности показан вариант определения компоненты С по нормальям тех же кругов размагничивания), кук-кураукская свита, р.Зилим; е, ф — компоненты J_n , басинская свита, р.Басу, р. Кук-Караук; Белорецкий тракт. Стереопроекции распределения компонент в стратиграфической системе координат; пустые (залитые) кружки — проекции векторов на верхнюю (нижнюю) полусферу.

Басинская свита (р.Кук-Караук, р.Басу и Белорецкий тракт).

По образцам басинской свиты также выделено четыре компоненты J_n - две однополярные АО, А1 и две биполярные В и С. Первая - низкотемпературная АО-компонента выделяется в диапазоне 100–300 °С (и имеет направление, близкое направлению современного геомагнитного поля. Тест складки для АО-компоненты неопределенный, Табл. 2.

Вторая компонента А1 выделяется в интервале температур 300–680 °С. По большей части образцов эта компонента выделяется в диапазоне 300–600 °С (средний интервал температур 320–540 °С). Представительство этих компонент для басинской свиты меньше, чем для кук-кураукской. Распределения этих компонент показаны на рис. 1е, а направления представлены в Табл. 2.

Биполярная В-компонента выделяется в интервале температур 450–650 °С, имеет как прямую, так и обратную полярность Её направления близки к таковым для кук-кураукской свиты, а средние значения либо проходят тест складки (р. Басу), либо оставляют его неопределенным (руч. Кук-Караук

и Белорецкий тракт) из-за моноклиального залегания пластов, Табл. 2. Распределения этих компонент показаны на рис. 1е, f.

Таблица 2. Палеомагнитные направления и полюсы для Басинской свиты (см. примечания к Табл.1).

№	Раз-рез	Компо-ненты J_n	N/n	Dg, °	Ig, °	K	α_{95} , °	Ds, °	Is, °	K	α_{95} , °	Φ , °	Λ , °	dp, °	dm, °	ϕ_m , °	Тест
1	1+2+ 4	A0 (100-300)	53/ 84	339	77	7	8	—	—	—	—	75	22	14	15	65	F-(0.2±0.5)
4	4	A1	10/ 12	273	-20	10	17	258	-41	15	13	26	142	10	16	24	F+(1.0±0.3)
5	1+2+ 4	A1 (320-540)	23/ 31	256	-30	9	11	247	-39	17	8	31	152	6	10	22	F+(1.0±0.3)
9	1+2+ 4	BN (450-650)	18/ 41	38	-36	12	11	56	-38	28	7	1	186	5	8	21	F~
13	1+2+ 4	BR (450-650)	30/ 65	241	49	14	7	254	41	25	5	-10	173	4	6	24	F+(1.1±0.4)
14	1+2 +4	B (450-650)	48/ 106	231	45	11	7	247	40	23	4	-6	178	3	5	23	F-, R- (14/8)
17	1+2	CN (550-645)	8/8	167	-25	20	13	162	-18	22	12	43	262	7	13	9	—
21	1+2 +4	CR (510-640)	12/ 12	330	33	6	19	329	14	9	15	37	277	8	15	7	F+(1.1±0.7)
22	1+2 +4	C (520-640)	20/ 20	158	-30	9	12	154	-15	12	10	39	271	5	10	8	F+(1.2±0.6) R+(13/19), C
23	2	C*N (565-650)	5/5	183	6		5	173	3		6	35	246	3	5	2	
24	1+2 +2	CN+C*N	13/ 13	165	-17	16	11	160	-12	22	9	40	263	5	9	6	
25	1	C*R (630-672)	5/5	317	33		6	319	16		10	34	288	5	10	8	
26	4	CR* (600-654)	5/5	4	14		9	316	24		12	36	294	7	13	13	
27	1+2 +4	CR+C*R	22/ 22	333	32	8	12	328	14	13	9	37	278	5	9	7	
28	1+2 +4	C+C* (555-650)	35/ 35	158	-25	9	18	153	-13	15	6	38	272	3	6	7	R+(12/12), C

Высокотемпературная биполярная компонента С в разрезах и Белорецко-го тракта и р. Басу выделяется в 13 пластах в интервале температур 510–670 °С (средний интервал температур 555–650 °С). Еще 12 направлений, в том числе и способом пересечения кругов размагничивания, выделяются в пластах разреза Кук-Караук (Табл. 2). Тест складки для этой компоненты положителен для общей совокупности векторов выделенных по разрушенным векторам, Табл. 2. Тест обращения положителен, класс С (угол между направлениями $\gamma = 12^\circ$, при критическом $\gamma_{cr} = 12^\circ$).

Таким образом, по образцам кук-каракской и басинской свит выделены три характерные компоненты J_n : A1, и две биполярные B, C.

Положение палеомагнитных полюсов для пород кук-караукской и басинской свит (Южный Урал) в сравнение с APWP для Балтики [9] представлены на рис. 2.

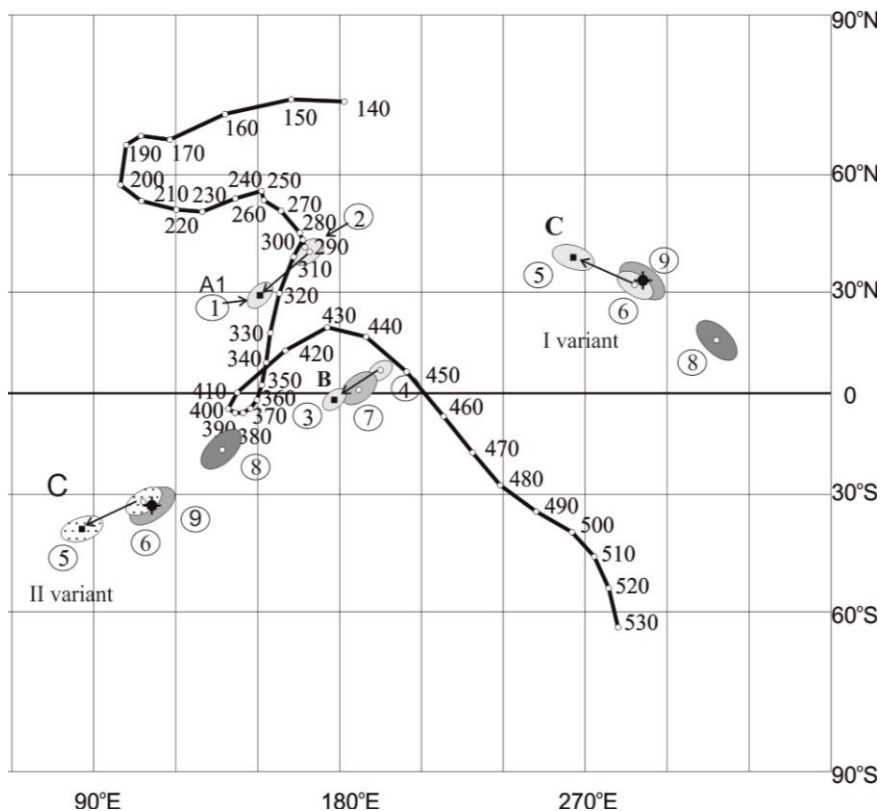


Рис. 2. Примечания: 1 — данные полученные по коллекции Р. А. Комиссаровой; 1, 2 — компонента А1 до и после поворота, соответственно; 3, 4 — компонента В для кук-караукской и басинской свитам, соответственно; 7, 8 — компонента С для кук-караукской и басинской свитам, соответственно; 5 — высокотемпературная компонента по басинской свите (осадки) Южного Урала из работы [10]; 6 — высокотемпературная компонента по зиганской свите из работы [11]; 9 — средний полюс для вендских пород (Архангельская обл., Украина) $n = 10$, $\Phi = 33^\circ$, $\Lambda = 291^\circ$, $A_{95} = 9^\circ$, Табл. 4. Угол поворота структур (-20° , поворот по часовой стрелке) определен по компоненте А1 по отношению к APWP для Балтики поворотом вокруг точки отбора [9].

О горизонтальных доскладчатых деформациях структур Ю. Урала.

Полученные в работе направления компоненты А1 позволяют выявить доскладчатые деформации структур изученного региона Южного Урала, определить их возраст и амплитуду. Распределения компоненты А1 имеют вытянутый характер, склонение изменяется от 210° до 270°. Это может быть связано с тем, что в процессе выхода из зоны «высоких» температур в Р₁-С₃ время шел непрерывно не только подъем толщ, но и их поворот за счет начала складчато-надвиговых процессов. Так, среднее направление доскладчатой компоненты А1 с полюсом $\Phi = -29^\circ$, $\Lambda = 331^\circ$, $dp = 3$, $dm = 5$ приводится к АРWP Балтики [9] поворотом вокруг точки наблюдения на 20° против часовой стрелки. Если же использовать АРWP для Лавруссии [9], которая построена с учетом полюсов Лаврентии в координатах Балтики, этот угол уменьшается до 16°. Во всех этих вариантах в одну и ту же точку АРWP с $T = 300$ Ма; что соответствует гжелскому ярусу позднего карбона.

Выводы. Палеомагнитным изучением ашинской серии западного склона Урала прослежены и датированы главные этапы тектонического развития пояса, примыкающего с запада к Главному Уральскому надвигу. Это — образование моласс склона задугового бассейна — поздний венд, погружение накопленной толщи и начало поднятия — ранний силур, выход из зоны повышенных температур — в два приема — средний карбон, поздний карбон и ранняя пермь. Параллельно, в интервал времени между средним карбоном и ранней пермью произошел поворот структур региона на 16°–20° по часовой стрелке, связанный, вероятно с правосторонними сдвигами автохтона. За этим последовало образование складчато-надвиговой структуры пояса. Исследование палеомагнетизма пород ашинской серии должно быть продолжено; прежде всего, для повышения значимости (статистической и физической) результатов и проверки применимости механизма термовязкого намагничивания для объяснения полученных результатов. Наконец, заполнение 110-миллионной (440–550 Ма) лакуны в траектории АРW как для Западного склона Южного Урала, так и для всей Русской платформы — представляет собой первоочередную — и, очевидно нелегкую для решения задачу в исследовании этого критического интервала в истории Земли.

Авторы с признательностью отличают неоценимый вклад в проведенные исследования, который сделали безвременно ушедшие Р. А. Комиссарова и И. Ф. Данукалов, оставившие «в наследство» нам богатую коллекцию образцов ашинской серии Южного Урала. Первичные палеомагнитные измерения всех образцов коллекции провела Р. А. Комиссарова; ей и С. А. Писаревскому удалось провести компонентный анализ намагниченности части коллекции образцов кук-караукской свиты, что послужило толчком к проведению наших работ.

1. Комиссарова Р.А. Палеомагнитной изучение ашинской свиты западного склона Южного Урала // Сб. статей: Палеомагнитные стратиграфические исследования — Труды ВНИГРИ. Вып. 204. Л.: Госгонтехиздат. 1963. С. 69–82.
2. Комиссарова Р.А. Возраст ашинской серии по палеомагнитным данным // Палеомагнетизм — Труды ВНИГРИ. Вып. 256. Л.: Недра. 1967. С.126–131.

3. Комиссарова Р.А., Михайлов П.Н. Палеомагнетизм осадочных толщ рифея и венда западного склона Южного Урала // Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии — Труды ВНИГРИ. Л. 1981. С. 35–45.
4. Данукалов Н.Ф., Комиссарова Р.А., Михайлов П.Н. Палеомагнетизм рифея и венда Южного Урала // Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука. 1982. С. 121–161.
5. Pisarevsky S.A., Komissarova R.A., Khramov. A.N., 1999. A multicomponent magnetization of the Vendian red sediments from Soustern Urals and the palaeoposition of the Baltica // Aarhus Geoscience. Vol. 8. pp. 95–98.
6. Komissarova R.A., Iosifidi A.G., 2000. Vendian sedimentary rocks of South Urals (Bassinskaya Formation): palaeomagnetic data // Intern. Conference of Problems of Geocosmos — St. Petersburg, Russia. Book of Abstracts. 76–77.
7. Палеомагнетология. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова и др. Недра, Л., 1982, 312 с.
8. Halls, H.C., 1976. A least squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles. Geophys. Jour. R. astr. Soc. 45: 297–304.
9. Torsvik T. H., Van der Voo R., Preeden U., Mac Niocail C., Steinberger B., Doubrovine P. V., Douwe J.J. van Hinsbergen, Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J. G., McCausland P. J.A., Cocks L. R. M., 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth-Science Reviews, 114, 325–368
10. Голованова И.В., Данукалов К. Н., Козлов В.И., Пучков В.Н., Павлов В.Э., Галле И., Левашова Н.М., Сирота Г.С., Хайруллин Р.Р., Баженов М.Л. Палеомагнетизм верхневендской басинской свиты башкирского мегасинклинория: результаты повторного исследования // Физика Земли. №7. 2011. С. 67–79
11. Levashova N. M., Bazhenov M. L., Meert J. G., Kuznetsov N. B., Golovanova I. V., Danukalov K. N., Fedorova N. M., 2013. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Research, 236, 16–30.

Минералы, образовавшиеся при абляции Челябинского метеорита

В. А. Цельмович

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок

Аннотация. Проведен микрозондовый анализ коры плавления метеорита Челябинск. Основные магнитные минералы метеорита представлены двумя группами Fe-Ni сплавов (разновидностей самородного Fe) с различными концентрациями никеля и Fe-сульфидами. Показано, что образование магнетитовых шариков, присутствующих в хвосте болида, происходит при окислении троилита, а тугоплавкие хромиты могут попадать в осадки и сохраняться после процесса абляции в неизменном или в слегка оплавленном виде.

Большой интерес у исследователей метеоритов вызвало падение Челябинского метеорита 15 февраля 2013 года. Но в опубликованных работах содержится мало данных о тех минералах, которые образуются в результате переработки коры плавления метеорита и падают на Землю, о природе шариков магнетита (Mt). Однако 99,95 % вещества Челябинского метеорита (ЧМ) попало за Землю в виде микрочастиц, которые возникают при высокотемпера-

турной переработке коры плавления. В нашем распоряжении были образцы метеорита Челябинск, любезно предоставленные Правительством Челябинской области (рис. 1) и В.И.Гроховским. Микронзондовый анализ (МЗА) и оптические исследования выполнены в ГО «Борок» ИФЗ РАН (микронзонд «Tescan Vega II» и микроскоп «Olympus BX51M»).

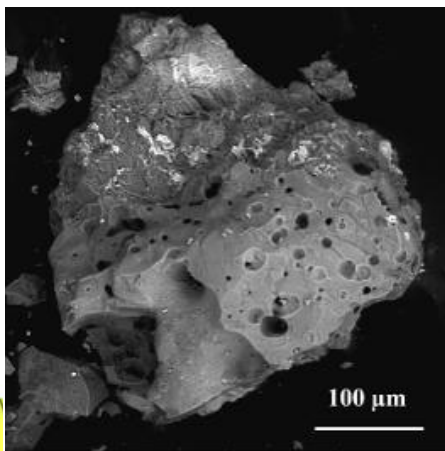


Рис. 1. Фотография фрагмента Челябинского метеорита. Видна кора плавления. **Рис. 2.** Осколок метеорита с пузырьками кипения в коре плавления.

По данным оптической микроскопии и микронзондового анализа, основная масса метеорита Челябинск образована силикатами, преимущественно оливином и пироксеном, на фоне которых заметно выделяются часто крупные частицы железосодержащих минералов: Fe-Ni сплавы с относительно высоким содержанием Ni (тэнитом) и с низким содержанием Ni (камаситом), а также троилит, реже пирротин и пентландит, хромит, единичные зерна ильменита и апатита. Это однообразие характерно для обыкновенного хондрита [2, 7].

Главными носителями магнетизма метеорита Челябинск являются Fe-Ni сплавы. Среди магнитных минералов метеорита Челябинск — Fe-сульфиды. Среди них явно преобладает троилит FeS, встречается пирротин. Распространенный в метеорите Челябинск минерал — хромит. Для него характерен однообразный состав, обычны небольшие примеси Mg, Al, Ti. Края метеорита Челябинск оплавлены при вхождении его в атмосферу Земли (рис. 1). На рис. 2 видны участки метеорита с корой плавления, в которых видны пузырьки от кипения расплава, а также светлые включения сплавов FeNi и троилита. В коре плавления формируется термохимическая намагниченность метеорита.

Рассмотрим возможный механизм образования Mt шариков. Примеры Mt шариков, вплавленных в оливин и пироксен, приведены на рис. 3, 4. Очевидно, эти шарики были образованы из троилита в процессе плавления и последующего окисления до Mt [3]. В пользу такой интерпретации свидетельству-

ет, во-первых, множество нано- и микроразмерных троилитовых шариков в силикатах в расплавной зоне на поверхности метеорита (рис. 3, 4), которые после окисления вполне могут стать Мт шариками. Во-вторых, шарики, которые были обнаружены вблизи троилитовой частицы (рис. 3), не содержат Ni даже на уровне микропримесей, но содержат до 2 % серы.

Вероятно, это та сера, которая осталась при окислении троилитового шарика. Троилит при этом не смешивается со стеклом, пребывая в расплаве в виде множественных шариков микронного и субмикронного размера (рис. 4). При попадании в кислородную среду шарики быстро окисляются до Мт, образуя, в зависимости от температуры, полые или цельные Мт шарики с характерной микроструктурой. На рис. 2 показан осколок метеорита, полученный дроблением исходного куска, в нижней части которого видны поры. Такие поры могли возникнуть при нагреве троилита и происшедшей при этом реакции, связанной с окислением троилита по схеме $\text{FeS} \rightarrow \text{FeO}$ (или Fe_3O_4) + SO_2 . В отличие от троилита, тэнит и камасит легко растворяются в стекле, что обогащает его состав Ni и Fe. Основная часть никеля при этом переходит в стекло в примесной концентрации (около 0,4 %). На рис. 5 показана дендритная структура камасита, обнаруженная в приповерхностном слое коры плавления и возникшая после начала растворения камасита в силикате и последующей закалки.

Как мы полагаем, зерно камасита начало растворяться в стекле, и в этот момент фрагмент метеорита попал в снег и подвергся закалке, в результате чего и возникли тонкие камаситовые дендриты. Если бы закалки не произошло, то Ni и Fe из этого зерна растворились бы в стекле и оказались в силикатной микросфере, возникшей из расплава стекла при абляции. Таким образом, показан механизм преобразования основного вещества хондрита в силикатные микросферы хондритового состава и Мт микросферы, возникающие при преобразовании троилита. Этот механизм отличается от механизма абляционного преобразования вещества железных метеоритов, в ходе которого образуются железо-никелевые шарики [1]. Ni из сплавов Fe-Ni в процессе нагрева переходит в стекло, капли которого при абляции уносятся с каплями силикатов Al и Mg. При этом происходит значительное рассеяние Ni (в стекле его около 0.4 %), из-за чего затруднено его обнаружение в осадочных породах, где его можно найти только в том случае, если он попал в осадок из мелких частиц, не успевших нагреться. Сделанные выводы важны для стратиграфических и микростратиграфических построений. Изучая в осадочных породах следы импактных событий, теперь можно сказать, с каким типом метеорита произошло столкновение.

На рис. 6 показано расплавленное зерно камасита и нерасплавленное зерно хромита. В дальнейшем камасит растворится в стекле, а хромит с его высокой температурой плавления (2180 °C), скорее всего, не расплавится и попадет в атмосферу в виде пылинки, по которой можно будет идентифицировать этот хромит как космический. Аналогичные высокотемпературные частицы никелистой шпинели считаются лучшими индикаторами импакта и были подробно описаны [6], хотя механизм образования таких частиц тогда не

был предложен, и авторы надеялись на то, что новые исследования прольют свет на происхождение никелистой шпинели. Вероятно, это и произошло благодаря изучению Челябинского метеорита, так как возникло понимание того, как ведут себя в коре плавления зерна высокотемпературной хромистой шпинели. Никелистая шпинель имеет температуру плавления еще более высокую (2190 °С) и имеет шанс попасть в осадочную породу в том первоначальном виде, котором она находилась в теле метеорита. Хотя хромистая и никелистая шпинель являются парамагнетиками, они хорошо выделяются из осадков при помощи неодимового магнита. Мт шарики образованы в околоземном пространстве и отражают околоземные условия их формирования при полете болида.

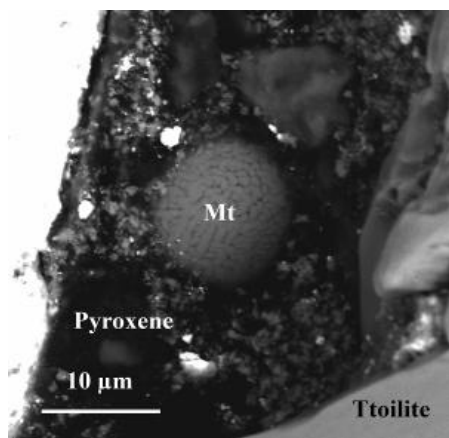


Рис. 3. 3 магнетитовых шарика, вплавленных в поверхностный слой пироксенового троилита в коре плавления

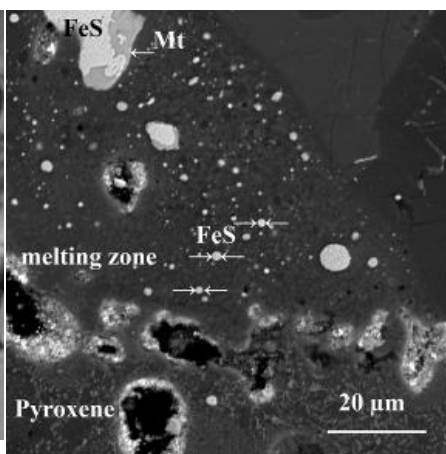


Рис. 4. Нано – и микроразмерные шарики троилита в коре плавления оливина и пироксена

На рис. 7, 8 показано зерно сульфида никеля, валовый состав которого приближается к хизлевудиту Ni_3S_2 [4], из зоны плавления. В составе сульфидных минералов хорошо записывается сложная термическая история хондритов [5]. В нашем случае зерно Ni_3S_2 было расплавлено, а потом при падении в снег подверглось закалке, что привело, вероятно, к распаду структуры на наноразмерные составляющие — никель и серу. Размер этих областей ниже локальности микронзондового метода, однако, по картинке, полученной в BSE, вероятен именно такой вывод. Яркие зоны состоят их никеля, серые — из серы с примесью железа. В дальнейшем, если такое зерно попадает в осадок, в результате коррозии может остаться никель или оксид никеля с пористой структурой, что доводилось наблюдать автору автор на объектах из осадочных пород.

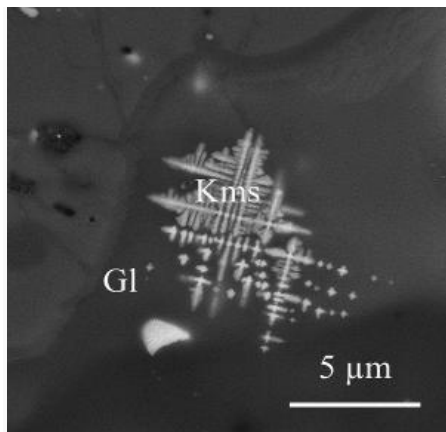


Рис. 5. Дендриты камасита в коре плавления

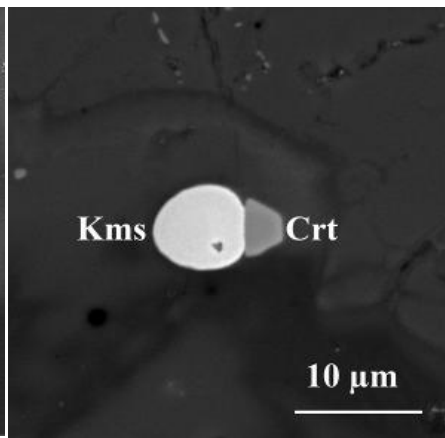


Рис. 6. Расплавленный камасит и нерасплавленный хромит в стекле в коре плавления.

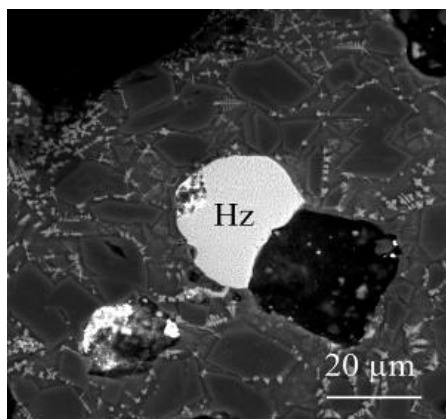


Рис. 7. Хизлевудит в коре плавления

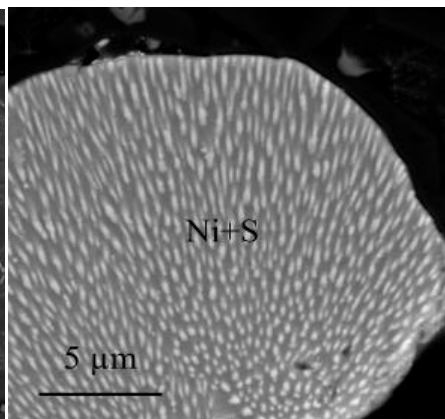


Рис. 8. Наноструктура хизлевудита, расслоившегося при закалке на Ni и S из коры плавления (фрагмент рис. 7.)

Вывод. На примере Челябинского метеорита показано, что в результате абляции хондрита образуются и падают на Землю магнетитовые микросферы (образованные из троилита), силикатные микросферы с примесью железа и никеля, и нерасплавленная хромистая шпинель, а также хизлевудит, который в условиях атмосферы может, вероятно, образовывать как шарики, так и губчатую металлическую или оксидную структуру. Такие структуры ранее наблюдались автором в осадочных породах, однако был непонятен механизм их образования.

Слои в осадочных породах, содержащие подобные минералы и структуры могут быть ценными метками как импактных событий, так и стратиграфиче-

скими метками, если следы импакта прослеживаются на большом пространстве.

Осуществленный анализ пыли [8], выделенной из снега, собранного по трассе пролета Челябинского метеорита, показал, что в условиях сильного антропогенного загрязнения выделение космического вещества крайне затруднено, но всё же возможно. Незначительное количество частиц космического происхождения, найденных по трассе пролета Челябинского метеорита, косвенно свидетельствует о том, что в случае нахождения большого количества таких частиц в осадочных породах масштаб импактного события был большим, чем падение Челябинского метеорита.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 13-05-00348а, а также бюджета ГО «Борок» ИФЗ РАН.

1. Бадюков Д. Д., Райтала Й. Абляционные сферулы Сихотэ-Алинского метеорита и условия их формирования // Петрология, 2012, том 20, № 6, с. 574–582.
2. Печерский Д.М., Марков Г.П., Цельмович В.А., Шаронова З.В. Внеземные магнитные минералы // Физика Земли, 2012, № 7–8, с. 103–120.
3. Цельмович В.А. Космические шарики на поверхности челябинского метеорита / Материалы и доклады Международной научно-практической конференции «Астероиды и кометы. Челябинское событие и изучение падения метеорита в озеро Чебаркуль» (Чебаркуль, 21–22 июня 2013 г.). С. 140–147.
4. Шарыгин В. В., Тимина Т. Ю., Карманов Н. С., Томиленко А. А., Подгорных Н. М. Минеральные ассоциации в коре оплавления фрагментов метеорита Челябинск. Метеорит Челябинск — год на Земле: материалы Всероссийской научной конференции / [редкол.: Н. А. Антипин и др.; сост. Н. А. Антипин]. — Челябинск, 2014. С. 654–657.
5. Harries D., Langenhorst F. The nanoscale mineralogy of Fe,Ni sulfides in pristine and metamorphosed CM and CM/CI-like chondrites: Tapping a petrogenetic record // Meteoritics & Planetary Science 48, Nr 5, 879–903 (2013).
6. Grachev, A. F., V. A. Tselmovich, O. A. Korchagin, and H. A. Kollmann. 2007. Two spinel populations from the Cretaceous-Paleogene (K/T) boundary clay layer in the Gams stratigraphic sequence, Eastern Alps, Russ. // J. Earth. Sci., 9, ES2002, doi:10.2205/2007ES000297.
7. Цельмович В.А., Печерский Д.М., Марков Д.П. Отличительные характеристики магнитных минералов челябинского метеорита // Метеорит Челябинск – год на Земле: материалы Всероссийской научной конференции. Челябинск: Агентство СІР Челябинской ОУНБ, 2014. С. 612–636.
8. Цельмович В.А., Гиндилис Л.М., Шевелев Г.Н. Анализ магнитной фракции в пылевой компоненте Челябинского метеорита // Метеорит Челябинск – год на Земле: материалы Всероссийской научной конференции. Челябинск: Агентство СІР Челябинской ОУНБ, 2014. С. 301–307.
9. Печерский Д. М., Гильманова Д. М., Марков Г. П., Мурдма И. О., Нургалиев Д. К., Цельмович В. А., Шаронова З. В. Самородное железо и другие магнитные минералы в осадках северо-западной Атлантики. Результаты термомагнитного и микрозондового анализов // Физика Земли. 2013 № 3. С. 131–153.
10. Печерский Д.М., Гильманова Д.М., Иванов Е.В., Кузьмин М.И., Марков Г.П., Нургалиев Д.К., Цельмович В.А. Самородное железо в осадках озера Байкал (скважина ВДР -98): Результаты термомагнитного анализа. // Геология и геофизика. 2013. №9. С. 1336–1347.

11. Печерский Д.М., Гильманова Д. М., Казанский А. Ю., Кривоногов С. К., Нургалеев Д. К., Цельмович В. А. Самородное железо в четвертичных отложениях Дархадской впадины, Северная Монголия // Геология и геофизика. 2013. №12. С. 1923–1941.

Отечественная аэромагниторазведка и комплексная аэрогеофизика в преддверии нового этапа — беспилотные носители

В. С. Цирель¹, А. В. Кузнецова¹, В. А. Коротков²

¹ ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург

² ФГУП «ВИМС», Москва

Через два года отечественная и мировая аэромагнитная съемка, равно как и аэрогеофизический метод поисков и разведки месторождения полезных ископаемых, отметят 80 лет со времени первого успешного опыта проведения аэромагнитных работ [1]. Тот факт, что именно СССР является родиной этого направления геолого-геофизических исследований, признается всем научным миром [2], включая Канаду и США — страны, ныне наиболее успешно работающие на аэрогеофизическом поприще.

За три четверти века аэромагниторазведка претерпела изменения, связанные, прежде всего с совершенствованием применяемой аппаратуры. Однако, следует подчеркнуть, что при любом виде съемки геомагнитного поля в движении обязательным является наличие некоего аппарата — средства перемещения измерительного прибора. В зависимости от среды, в которой производятся измерения, это может быть самолет (вертолет), корабль, автомобиль, спутник и т.п. Средство перемещения, называемое внешне индифферентным словом носитель, фактически становится участником измерительного процесса, играя при этом не только позитивную роль. Более того, возможности съемки подчас лимитируются технико-технологическими характеристиками носителя.

На это обстоятельство еще двадцать лет назад было обращено внимание [3] рядом сотрудников института «ВИРГ-Рудгеофизика им. А. А. Логачева» (вошедшего в состав ФГУНПП «Геологоразведка» в 2003–2004 гг.). Был поставлен вопрос об освоении аэрогеофизикой, в том числе и аэромагниторазведкой, приповерхностного слоя (высоты съемки — единицы и первые десятки метров), недоступного для пилотируемых авианосителей. Основное целевое назначение таких съемок — усилить роль аэрогеофизики при детальных геологических исследованиях, заменить наземные работы на стадии детальных поисков. Тогда же возник интерес к беспилотным летательным аппаратам (БПЛА).

Результаты анализа состояния разработки отечественных БПЛА в 1995г. приведены в Табл. 1.

Таблица 1. Отечественные БПЛА, 1995г.

Тип носителя	Фирма – разработчик, город	Масса полезной нагрузки, кг	Время полета, ч	Скорость полета, км/ч	Дальность радиопередачи, км
Самолет	МАИ, Москва	3	0,5	100	2
Самолет	Медведь, Москва	20	3,0	60–90	10
Вертолет	МАИ, Москва	3	0,5	70	2

Очевидно, что ни по массе полезной нагрузки, ни по времени полета, а главное — по дальности радиопередачи разрабатываемые тогда БПЛА не могли обеспечить проведение полноценных аэрогеофизических съемок.

Возрождение интереса к БПЛА, произошедшее по инициативе одного из авторов — В.В.Короткова — в процессе совместных работ ФГУП «ВИМС» и ФГУНПП «Геологоразведка», связано не только с расширением летных возможностей современных БПЛА и с началом применения их за рубежом для целей аэрогеофизики [4], но объясняется также экономическими причинами. В силу целого ряда обстоятельств, в частности существенного удорожания авиационного топлива, стоимости аренды основных носителей, использовавшихся в последние десятилетия: самолет Ан-2 и вертолет Ми-8, возросла многократно. Ныне она составляет от 35 до 50 тыс. руб. за час полета (в зависимости от региона) для Ан-2 и от 100 до 120 тыс. руб. за час полета для Ми-8. При таких стоимостных оценках возникает вопрос рентабельности аэрогеофизических съемок, и переход на БПЛА становится насущной необходимостью. Рассмотрение нынешнего состояния развития аэрогеофизической аппаратуры позволило сформулировать основные требования к БПЛА, представленные в Табл. 2.

Таблица 2. Основные требования к БПЛА для комплексной аэрогеофизической съемки.

Характеристики	Предельные значения
Полезная нагрузка	~200 кг
«Свободная» электрическая мощность	~1 кВт
Скоростной диапазон	От 40–50 до 100–150 км/ч
Длительность съемочного вылета	8–10 ч
Радиус действия	~500 км
Высотный диапазон	От единиц до десятков метров

Для размещения монометодной аэромагнитной аппаратуры требования, указанные в Табл. 2, по полезной нагрузке и необходимой электрической мощности снижаются более чем в 10 раз, но появляются дополнительные требования, связанные с размещением датчика и необходимостью минимизации магнитных полей носителя.

По имеющейся информации [5], можно выбрать до полутора десятков разрабатываемых отечественных беспилотных самолетов, технические характеристики которых достаточно близки к требуемым. Выборка, включающая перспективные образцы, дана в Табл. 3. Представляет, в частности, интерес «география» производства: Санкт-Петербург (6 моделей); Москва (5 моделей); Дубна, Ижевск, Казань, Рыбинск (по одной модели).

Таблица 3. Модели отечественных беспилотных самолетов, перспективных для аэрогеофизики.

Наименование	Разработчик	Взлетная масса, кг	Масса полезной нагрузки, кг	Крейсерская скорость, км/ч	Длительность полета, ч	Радиус действия, км
А-03 Нарт	ООО «НПЦ «Антиград-Авиа» (Дубна)	350–1100	–	150–350	50	300
Аист	ОАО «Концерн «Вега» (Москва)	55–600	–	220	8–12	–
Дозор-100	ЗАО «Транзас» (СПб)	95	25	120–150	10	–
Дозор-2	ЗАО «Транзас» (СПб)	38	8	130–150	10	–
Дозор-3	ЗАО «Транзас» (СПб)	640	менее 480	120–150	24	–
Дозор-4	ЗАО «Транзас» (СПб)	85	20	120–150	8	900
Дозор-5	ЗАО «Транзас» (СПб)	95	25	120–150	10	1200
Инспектор-601	ЗАО «Аэрокон» (Казань)	120	20	210	6–7	40–90
Иркут-200	ОАО НПК «Иркут» (Москва)	200	–	140	12	200
Иркут-850	ОАО НПК «Иркут» (Москва)	860	200	165	12	200
Луч	ОАО «Концерн «Вега» (Москва)	660	–	126–160	–	250–500
Птеро-СМ	ООО «АФМ-Сервис» (Москва)	21	5	85–115	8	–
Типчак БЛА-05	ОАО Конструкторское бюро «Луч» (Рыбинск)	70	14,5	90–190	3	70
Филин-2	ЗАО «Транзас» (СПб)	60	15	170	14	120
Zala 421-09	Группа компаний Zala Aero (Ижевск)	70	10	90	10,5	250

Число моделей зарубежных беспилотных самолетов, непосредственно опробованных для аэросъемок [4], невелико – их всего четыре: (три разработаны в США, одна – в Великобритании). Сравнение характеристик похожих по

«внешнему облику» моделей «Дозор-4» (РФ) [6] и «SIERRA UAS» (США) [7] рис. 1, представлено в Табл. 4.



Рис. 1. Беспилотные самолёты «Дозор-4» — РФ (слева) и «SIERRA UAS» — США (справа).

Таблица 4. Сравнение характеристик отечественного и зарубежного беспилотных самолетов для аэрогеофизической съемки.

Наименование	Разработчик	Взлетная масса, кг	Полезная нагрузка, кг	Крейсерская скорость, км/ч	Длительность полета, ч
Дозор-4	ЗАО «Транзас», РФ	85	20	120–150	8
SIERRA UAS	NASA, USA	97	45	85–136	8–10

Как можно видеть по приведенным цифрам, существенное различие имеется только по массе полезной нагрузки — у зарубежного аналога она в двое больше.

Аналогичное сравнение можно привести в отношении беспилотных вертолетов «Хаски» в РФ [8] и «SCOUTB-100 UAV» в США [9]; они показаны на рис. 2, технические характеристики даны в Табл. 5.

Для беспилотных вертолетов различия более существенны, чем для беспилотных самолетов, разброс имеется по всем рассматриваемым параметрам, однако объединяет эти образцы очень малое время полета (1,2 ч и 1,5 ч), что, конечно ограничивает возможности применения в аэрогеофизике.

Для полноты оценки современного состояния отечественной беспилотной авиации следует упомянуть об успешно проведенном фирмой «Prin» в марте 2014 г. около поселка Манушкино Всеволожского района Ленинградской области испытании малого отечественного беспилотного летательного аппарата «GEOSCAN» [10] (рис. 3). Была выполнена аэрофотосъемка заранее выбранного участка территории. Аппарат был запущен с помощью малой катапульты, находился в воздухе 20 минут, пролетел, производя фотоснимки, по всем заданным маршрутам и приземлился возле места запуска с помощью парашюта.

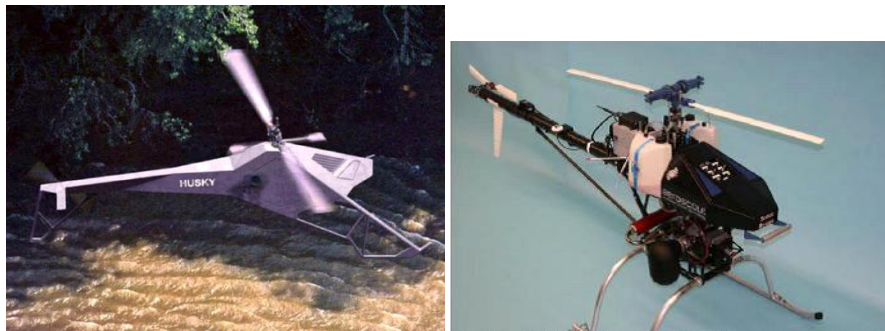


Рис. 2. Беспилотные вертолёты «Хаски» — РФ (слева) и «SCOUTB1-100 UAV» — США (справа).

Таблица 5. Сравнение характеристик отечественного и зарубежного беспилотных вертолетов для аэрогеофизической съемки.

Наименование	Разработчик	Взлетная масса, кг	Полезная нагрузка, кг	Крейсерская скорость, км/ч	Длительность полета, ч
Хаски	Кват-АСХМ, РФ	90	30	110	1,2
SCOUTB1-100	Aeroscout, Швейцария	45	42	50	1,5

Очевидно, что для практического использования БПЛА в качестве носителей аэрогеофизической аппаратуры предстоит проделать достаточно серьезную работу по совершенствованию имеющихся отечественных БПЛА с целью достижения требований, обеспечивающих размещение аэромагнитной и комплексной аэрогеофизической аппаратуры; по созданию компактных, облегченных и мало потребляющих приборов для измерения геофизических полей; по выработке и согласованию регламента, устанавливающего условия производства полетов; наконец, по модернизации методики проведения съемки и обработки получаемых результатов с учетом летных особенностей БПЛА. В заключение необходимо подчеркнуть основные положительные моменты, связанные с переходом к аэросъемкам с использованием БПЛА:

- расширение круга решаемых аэрогеофизикой геологических задач;
- повышение информативности и достоверности получаемых результатов;
- снижение затрат на проведение съемок;
- повышение безопасности аэроработ.



Рис. 3. БПЛА «GEOSCAN».

1. *Логачев А.А.* Опыт магнитной съемки с самолета // Разведка недр, 1936, №17, С. 40–41 .
2. *Logachev A.A.* The Development and Applications of Airborne Magnetometers in the U.S.S.R. // Geophysics, 1946, vol. XI, №2, pp.135–147.
3. *Воробьев В.П.* Перспективы использования аэрогеофизических методов для детальных геофизических исследований / *Глаголев В.А., Кирсанов В.Н., Нахабцев А.С., Филлимонов В.В., Цирель В.С.* // Геофизическая аппаратура, 1995, вып.100, С.117–126.
4. *Семенова М.П.* Применение беспилотных летательных аппаратов при геофизических исследованиях (зарубежный опыт) // Российский геофизический журнал, 2014, вып.53, 54, С. 126–135.
5. *Коротков В.В.* Съёмки с использованием беспилотных летательных аппаратов – новый этап развития отечественной аэрогеофизики / *Глинский Н.А., Кирсанов В.Н., Клепер Н.Б., Кузнецова А.В., Цирель В.С.* // Российский геофизический журнал, 2014, вып.53, 54, С. 122–126.
6. <http://www.airwar.ru/enc/bpla/dozor.html>.
7. http://en.wikipedia.org/wiki/Systems_Integration_Evaluation_Remote_Research_Aircraft.
8. <http://bp-la.ru/bespilotnyj-vertolet-xaski>.
9. http://en.wikipedia.org/wiki/Aeroscout_Scout_B1-100.
10. <http://www.geoscan.aero/ru/geoscan200>.

Геомагнитное поле в девоне — оценка палеонапряжённости на породах Минусинской впадины (Сибирь)

В. В. Щербакова¹, А. В. Шаццлло², Г. В. Жидков¹, В. П. Щербаков¹, В. А. Цельмович¹

¹Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок

²Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва

Введение Построение картины поведения палеонапряжённости магнитного поля $H_{др}$ и соответствующих значений виртуального геомагнитного дипольного момента (VDM) в геологическом прошлом остаётся востребованной, но далеко не решённой задачей. Основная проблема – дефицит экспериментальных данных и их очень неравномерное распределение по оси времени. Так, по девону в мировой базе данных (МБД) представлены всего несколько публикаций, из них самая поздняя — Солодовникова (1996). К сожалению, в этих работах не выполнялась процедура дополнительных возвратных нагревов («check-points»), которая контролирует возможные химические изменения магнитных свойств образцов; нет микрофотографий шлифов, по которым можно было бы судить о состоянии материала. Другими словами, опубликованные данные $H_{др}$ и VDM по девону не отвечают современным критериям надёжности.

Не меньшая сложность связана с определением палеомагнитных направлений девона. Практически во всех регионах мира фиксируется сложный характер палеомагнитной записи в девонских породах и, как следствие, многовариантность ее интерпретации. Не являются исключением и девонские объекты Сибирской платформы. Палеомагнитные исследования девонских разрезов, проведенные на территории Сибирской платформы сотрудниками ИФЗ РАН и АК АЛРОСА в последние годы, не привели к какому-либо однозначному решению вопроса о положении полюса соответствующего возраста. Скорее, они обострили существующую проблему. В 2010–2012г., в продолжение этих исследований, был произведен отбор рекогносцировочных коллекций из разрезов девона эпикаледонских Минусинских впадин по долине р. Енисей (Красноярское водохранилище) и его притокам, секущим эти структуры.

Палеомагнитные исследования Минусинские впадины рассматриваются обычно как средне-позднепалеозойские рифтогенные структуры, наложенные на эпикаледонский Сибирский континент, то есть представляющие единое целое с кратонной частью Сибири, начиная со среднего палеозоя. Разрез начинается бимодальными вулканитами нижнего- начала среднего девона, выделяемыми в объеме быскарской серии, имеющей мощность в наиболее полных разрезах до 2 км. В отдельных районах Минусинских впадин толщи быскарской серии подразделяются на ряд свит (иммирская, тонская, чиланская, хараджувльская и др.), однако, в связи с пестротой состава девонских вулканитов и их латеральными изменениями, данные стратиграфические подразделения едва ли имеют региональный «корреляционный потенциал».

Возраст быскарской серии достаточно хорошо обоснован — по удаленным разрезам получена серия современных изотопных датировок (U-Pb и Ar-Ar методы), большинство которых укладываются в интервал 407–390 млн. лет (сводка в [1]), наиболее древние U-Pb датировки получены по основанию быскарской серии (иммирская свита, разрез Сисим). Верхнее ограничение возраста быскарской серии определяется фаунистическими остатками, характерными для эйфеля-живета (398–385млн. лет), обнаруженными в перекрывающих осадочных толщах. Таким образом, возраст быскарской серии соответствует эмсу-эйфелю.

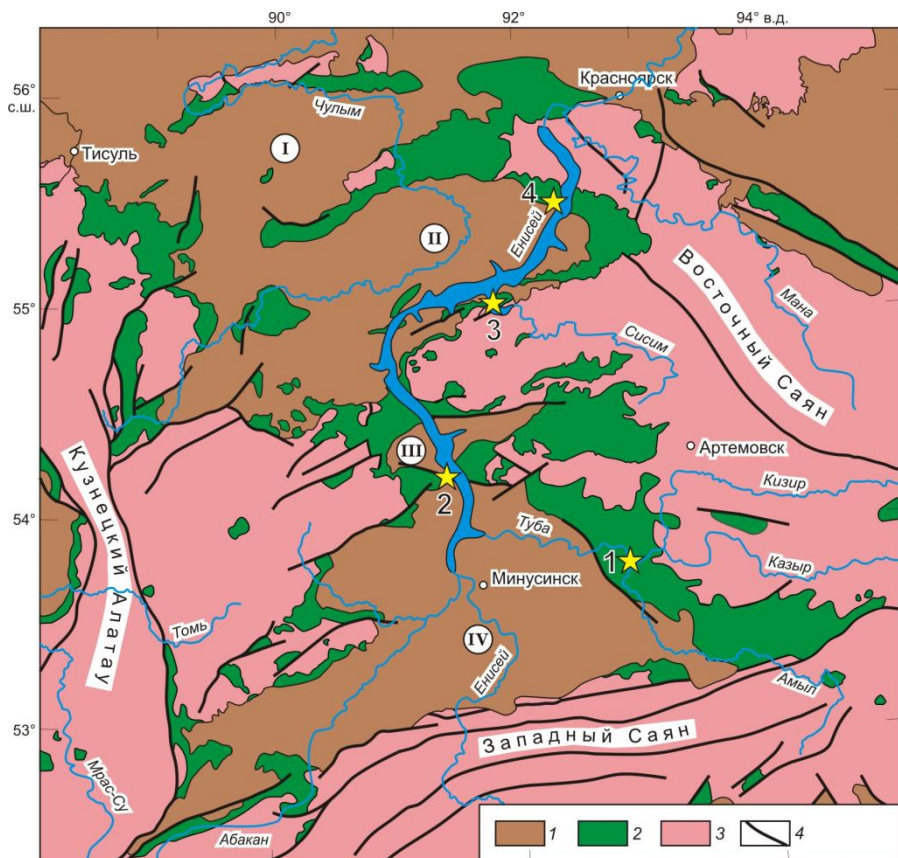


Рис. 1. Схема геологического строения Минусинского прогиба, по [Луцицкий, 1960], заимствовано из [Воронцов и др., 2012]. 1 — осадочные отложения живета – карбона-перми; 2 — вулканогенно-осадочные отложения быскарской серии нижнего – среднего девона; 3 — додевонский фундамент; 4 — тектонические нарушения. Впадины Минусинского прогиба: I — Назаровская, II — Чебаково-Балахтинская, III — Сыда-Ербинская, IV — Минусинская. Звездочки и соответствующие им цифры — изученные разрезы быскарской серии: 1 — Туба, 2 — Кокса, 3 — Сисим, 4 — «Труба».

Вулканыты быскарской серии надстраиваются осадочными и вулканогенно-осадочными, часто пестроцветными толщами среднего и верхнего девона и нижнего карбона, которые, в свою очередь, перекрываются «угленосными» средним-верхним карбоном и нижней пермью. Общая мощность разрезов девон-пермских толщ Минусинских впадин около 6 км.

В рамках палеомагнитных исследований нами были изучены основные разрезы быскарской серии Минусинских впадин, опробовано более 100 отдельных вулканических покровов и субвулканических тел (рис. 1). Палеомагнитные данные по этим объектам были опубликованы ранее [2], здесь мы кратко изложим полученные результаты:

1. В части изученных объектов присутствует метакронная компонента, возраст которой может быть оценен как позднекарбонный, формирование этой намагниченности соответствует началу суперхрона обратной полярности «Киамы».

2. Помимо позднепалеозойской метакронной компоненты, в породах быскарской серии зафиксировано еще семь (!) значимо различающихся палеомагнитных направлений, существование которых, как правило, нельзя объяснить перемагничиванием или влиянием локальной тектоники. По характеру распространения (встречаемости в разрезах) эти направления могут быть разделены на три группы:

I. Единичные «паразитные» направления, которые не повторяются даже в пределах одного разреза, их вклад в суммарную выборку составляет 16 % (сайты, содержащие такие направления, обозначены в Табл. 2 как «outlier»).

II. Направления, встречающиеся (повторяющиеся) только в пределах одного разреза. Общий вклад этих направлений в суммарную выборку составляет 9 %.

III. «Систематические» направления, повторяющиеся в удаленных разрезах. В эту группу попадают пять направлений. Из них только антиподальные и доскладчатые направления «N» и «S» могут рассматриваться в качестве истинных девонских, т.е. отражающих положение оси вращения Земли того времени (результаты соответствующих полевых тестов приведены в [2]). Это обусловлено тем, что только полюс, рассчитанный по направлениям «N» и «S», располагается вблизи достаточно хорошо обоснованного силурийского полюса Сибири, а полюсы прочих направлений либо находятся на значительном удалении от фанерозойской КМП, либо попадают на раннепалеозойский ее участок (направление NWSE [2]), либо, как отмечалось выше, могут рассматриваться как метакронные.

Природа «аномальных» и «паразитных» направлений, зафиксированных в изученных объектах, пока не ясна. Мы предполагаем, что данные направления могут быть обусловлены некоторыми особенностями магнитного поля девонского времени – частыми экскурсионно-инверсионными процессами и/или значительным и «импульсным» вкладом недипольных компонент.

Изучение палеонапряженности пород, несущих «ожидаемые» девонские и «аномальные» направления, является одним из немногих возможных методов для тестирования нашего предположения о характере поведения магнитного

поля Земли в девоне. В данном сообщении мы приводим первые результаты по изучению палеонапряженности Минусинских вулканитов.

Определение палеонапряжённости Для определения палеонапряжённости $H_{др}$ в лабораторию древнего геомагнитного поля ГО «Борок» было передано более 50 обрезков штуфов, отобранных в 4-х разрезах Минусинской впадины: Сисим, Кокса, Труба и Туба. Из них большая часть взята из 5 разных сайтов разреза Сисим, другие разрезы представлены единичными образцами (2–5 шт.). Из образцов выпиливались 1-см кубики, и с ними проводился полный комплекс исследований. Температурная стабильность магнитных свойств пород и их температуры Кюри T_c оценивались по серии кривых намагниченности насыщения $M_{si}(T)$, полученных при нагревах до возрастающих температур $T_i - \{200, 300, 400, 500, 600, 700\}^\circ\text{C}$. При комнатной температуре T_0 определялись магнитные параметры образцов – M_s , M_{rs} , коэрцитивная сила H_c и остаточная коэрцитивная сила H_{cr} , по ним рассчитывались характеристические параметры M_{rs}/M_s , H_{cr}/H_c . На двух образцах выполнены микрозондовые исследования. Основным методом определения палеонапряжённости была процедура Телье-Коэ [Thellier, Thellier, 1959; Сое, 1967] с выполнением проверочных нагревов до более низких температур (процедура “pTRM-check”) после каждых двух температурных циклов. Лабораторное поле при создании лабораторных pTRM $H_{лаб} = 20$ мкТл и/ или 30 мкТ. Ниже будут обсуждаться только те образцы, по которым удалось провести оценку $H_{др}$.

По своим магнитным свойствам изученные породы различаются как между разрезами, так и внутри одного разреза (Сисим), в разных сайтах. Можно выделить два «петромагнитных» типа пород, примеры которых показаны на микрофотографиях (Рис. 2, а1, б1).

Рисунок 2-а1 демонстрирует типичную структуру гетерофазного окисления первоначального титаномagnetита (ТМ). Обычно в результате этого процесса ТМ зёрна испытывают распад на ильменитовые ламеллы и магнетитовые ячейки (или близкий к ним состав). Однако, как показал рентгенофазовый анализ, в данном случае процесс окисления пошёл дальше, и магнетит в ячейках между ламелями окислился до гематита. Этот процесс прошёл в полном объёме для сайта 41 (Рис.2-а1) и частично для сайта 45 (Рис.2-б1). Такое заключение подтверждается результатами травления шлифов образцов в концентрированной соляной кислоте. Как известно, такое травление растворяет магнетит, но мы видим, что оно никак не действовало на ячейки, видимые на рис. Рис.2-а1, что говорит о том, что ячейки в данном зерне в действительности состоят из гематита. С образцом № 440, взятым из сайта 45 (Рис.2-б1), ситуация более сложная: на нём часть ячеек в исследованном зерне поддалась вытравливанию, а часть — нет. Очевидно, это связано с тем, что окислительные условия были таковы, что окисление магнетита до гематита прошло только на части этого зерна.

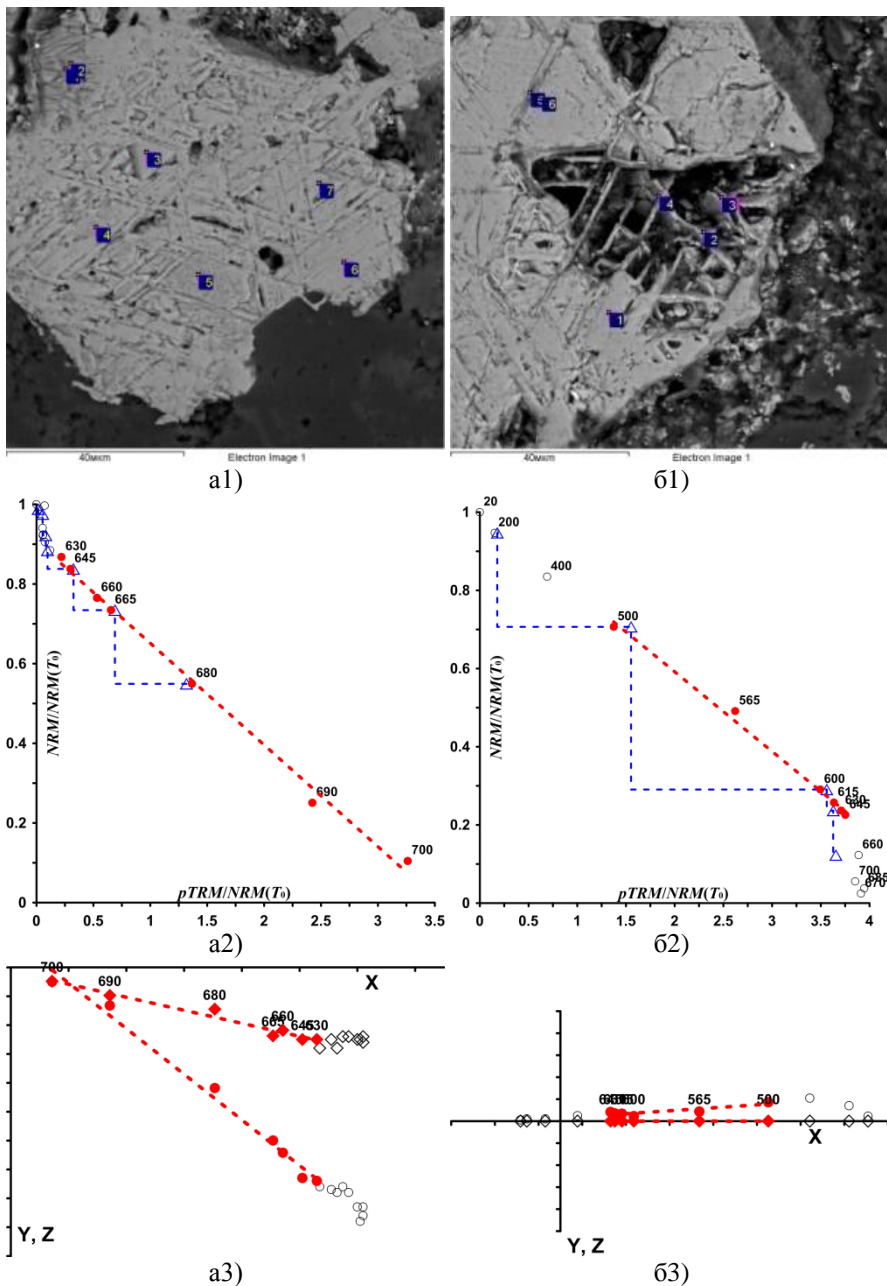


Рис. 2. Иллюстрация полученных результатов на примере двух образцов из разреза Сисим: № 417 (сайт 41) — верхний ряд и № 440 (сайт 45) — нижний ряд. (a1, b1) — электронно-микроскопические фотографии полированных шлифов. Цифрами отмечены точки, по которым сделан рентгенофазовый анализ; (a2, b2) — диаграммы Араи-

Нагата; (а3, б3) — диаграммы Зийдервельда, построенные по измерениям процедуры Телье.

Диаграммы Араи-Нагата, полученные конкретно на этих двух образцах (дублях, естественно), заметно различаются между собой. У образца 417 (гематитового, сайт 41) (Рис.2-а2) основные изменения NRM начинаются выше 600°C , и в этом высокотемпературном интервале ($620\text{--}690^{\circ}\text{C}$) определяются как палеонаправление, так и палеонапряжённость. Такого же типа диаграммы Араи-Нагата прослеживаются у образцов из нижележащего сайта 44, так что можно предположить, что в нём — породы аналогичного типа (как на Рис. 2-а1). Оценка $H_{\text{др}}$ по высокотемпературному интервалу ($>600^{\circ}\text{C}$) даёт низкие значения поля (<10 мкТ). Но остаётся открытым вопрос — когда произошло окисление магнетита до гематита? Другими словами, является ли эта компонента NRM первичной? На данном этапе исследований у нас нет однозначного ответа на этот вопрос, поэтому мы решили всё-таки представить в Табл. 1 определения $H_{\text{др}}$, полученные на этих двух сайтах — 41 и 44. На образцах этих сайтов получены аномальные палеонаправления.

У образцов сайта 45 диаграммы Араи-Нагата сложнее (Рис. 2–б2): прослеживаются разные компоненты в среднетемпературном ($500\text{--}600^{\circ}\text{C}$) и высокотемпературном ($620\text{--}690^{\circ}\text{C}$) интервалах, по-видимому, связанные с магнетитовыми и гематитовыми фракциями — носителями NRM. Исходя из предположения, что магнетитовая фракция первична, $H_{\text{др}}$ мы оценивали по среднетемпературному интервалу. На образцах этого сайта получены ожидаемые девонские направления обратной полярности.

Результаты определения палеонапряжённости представлены в Табл. 1. Отметим, что расположение сайтов в Табл. 1 (разрезы Труба и Сисим) соответствует их положению снизу вверх относительно друг друга в разрезах, т.е. ниже расположенные сайты древнее по возрасту. Разрез Кокса, возможно, несколько моложе, но изотопные датировки там перекрываются с датировками по Сисиму.

Результаты определения палеонапряжённости и палеонаправлений (средние значения) для соответствующих сайтов представлены в Табл. 2. Для расчёта VDM использовались значения палеонаклонения, определённые для каждого конкретного сайта. Они показаны в 4-ой слева колонке и заметно различаются от сайта к сайту. Мы решили пересчитать VDM в предположении, что для всех изученных сайтов справедливо ожидаемое девонское палеонаклонение (среднее для направлений N+S), равное 43.5° [2] — эти значения показаны в последней колонке Табл. 2 как VDM*.

Таблица 1.

Сайт, образец	Н _{лаб.} , Э	T ₁ -T ₂ (метод Телье)	N _{AN}	GAP	Q	F	К (метод Телье)	σ(К)	Н (метод Телье)	σ(Н)	Н* (метод Вил-сона)	T ₁ -T ₂ , (D, I)
Koksa-N site 70-1												
846_jr6	0.2	550-650	6	0.77	5.6	0.46	0.19	0.01	3.7	0.2	-	560-695
Koksa-N site 70-7												
879	0.2	510-600	8	0.82	8.7	0.39	0.19	0.01	3.8	0.1	9.3	400-695
879_jr6	0.2	500-620	5	0.53	5.0	0.43	0.28	0.01	5.6	0.3		
Koksa-S site 7												
114-4a	0.2	450-560	7	0.44	7.9	0.54	0.83	0.03	16.6	0.5	32.4	380-700
Sisim Immirskaja suite site 53												
476	0.2	300-560	6	0.78	3.4	0.57	0.86	0.11	17.2	2.3	6.6	342-653
473_jr6	0.2	450-640	13	0.87	5.8	0.40	0.24	0.01	4.7	0.3	-	-
473	0.3	500-640	8	0.76	12.2	0.59	0.13	0.01	3.8	0.1	6.3	445-653
471_jr6	0.2	400-595	5	0.87	3.44	0.28	0.38	0.03	7.6	0.54	-	482-622
471	0.2	475-600	5	0.43	4.3	0.51	0.19	0.01	3.8	0.2	-	482-622
Sisim Immirskaja suite site 45												
442	0.3	400-645	7	0.73	10.1	0.51	0.18	0.01	5.4	0.2	7.5	540-680
442_jr6	0.2	300-630	8	0.82	18.3	0.73	0.38	0.01	7.7	0.3	7.5	540-680
441	0.3	500-630	5	0.73	1.6	0.19	0.46	0.04	13.8	1.2	42.3	540-680
441_jr6	0.2	400-600	6	0.77	1.4	0.15	0.72	0.06	14.4	1.2	-	-
440	0.3	500-645	6	0.62	8.2	0.48	0.20	0.01	6.1	0.2	9.3	540-680
438	0.3	400-630	6	0.76	3.3	0.17	0.32	0.01	9.7	0.4	21.3	564-680
Sisim Immirskaja suite site 44												
437	0.3	630-700	6	0.66	11.9	0.92	0.32	0.02	9.6	0.5	5.1	-
437_jr6	0.2	600-685	8	0.81	12.3	0.80	0.31	0.02	6.3	0.3	-	-
436	0.3	600-700	8	0.81	34.2	0.74	0.26	0.01	7.7	0.1	5.1	585-680
435	0.3	630-700	6	0.60	11.4	0.86	0.43	0.02	12.9	0.6	11	585-692
435_jr6	0.2	550-685	9	0.81	7.0	0.64	0.72	0.05	14.3	1.1	9.0	-
434_jr6	0.2	600-675	6	0.75	1.5	0.27	0.43	0.06	8.5	1.2	-	622-692

Таблица 1. (продолжение)

Сайт, образец	N_{lab}	T_1-T_2 (метод Телье)	N_{AN}	GAP	Q	F	К (метод Телье)	$\sigma(K)$	Н (метод Телье)	$\sigma(H)$	H^* (метод Вилсона)	T_1-T_2 , (D, I)
Sisim Immirskaja suite site 41												
419_jr6	0.2	630–750	11	0.55	12.9	0.85	0.50	0.02	10.0	0.4	–	–
419	0.3	645–700	4	0.32	1.2	0.41	0.31	0.03	9.3	1.0	6.0	622–692
417_jr6	0.2	630–700	8	0.73	15.2	0.76	0.26	0.01	5.2	0.2	–	622–692
417	0.3	645–700	5	0.52	5.7	0.87	0.18	0.01	5.3	0.4	–	622–692
415_jr6	0.2	400–690	13	0.82	7.8	0.46	0.27	0.01	5.5	0.3	–	653–692
414-2_jr6	0.2	500–685	10	0.76	2.1	0.25	0.12	0.01	2.4	0.2	–	540–638
Truba site 31												
318_jr6	0.2	400–620	8	0.83	1.8	0.22	0.96	0.10	19.3	1.9	–	445–653
323_jr6	0.2	400–620	7	0.80	2.0	0.18	0.66	0.05	13.2	1.0	–	445–653
Truba site 32												
325_jr6	0.2	400–640	11	0.83	4.1	0.42	1.81	0.15	36.3	3.1	–	482–653
329_jr6	0.2	500–650	7	0.65	2.0	0.49	1.66	0.26	33.2	5.1	–	482–653
Truba site 33												
331	0.2	450–550	5	0.70	2.6	0.31	0.64	0.05	12.8	1.1	–	445–653
331_jr6	0.2	450–620	7	0.79	3.9	0.44	0.55	0.05	11.0	1.0	–	–
Truba site 33-2												
340-2_jr6	0.2	450–620	8	0.81	3.1	0.15	0.54	0.02	10.9	0.4	–	445–653
Tuba site 28												
106_jr6	0.2	450–625	9	0.78	6.6	0.49	0.90	0.05	17.9	1.0	–	400–695
Tuba site 30												
124_jr6	0.2	500–680	12	0.73	4.6	0.56	1.74	0.15	34.8	3.1	–	400–700

Примечание: $H_{\text{лаб}}$ — величина лабораторного поля, использованного при создании лабораторной TRM; температурный интервалы: (T_1-T_2) — на диаграмме Араи-Нагата, по которому проводилась аппроксимация для оценки $H_{\text{др}}$ и $(T_1-T_2)(D, I)$ — на диаграмме Зейдервелда, по которому определялись палеонаправления по результатам температурной чистки; N_p — число репрезентативных точек в интервале (T_1-T_2) . Параметры G, Q и F рассчитаны согласно Коэ (Coe et al., 1978) и характеризуют качество полученных результатов. Фактор $Q=kFG/\sigma$ отражает интегральную оценку качества данного результата, — заслуживающими доверия признаются те определения $H_{\text{др}}$, для которых $Q \geq 5$. Здесь же для сравнения приведены значения $H_{\text{др}}^*$.

Таблица 2.

разрез	сайт	Ds	Is	k	N (D,I)	a95	cluster	N/n (H _{др})	(H _{др}) ср, мкТл	H _{др} ст. ош.	H _{др} ст. отк.	VDM 10 ²² Ам ²	VDM ст. ош.	VDM ст. отк.	VDM* 10 ²² Ам ²
Koksa -N	70-1	353.7	-37.6	71.7	6	8.0	N	1/1	3.7			0.8			0.8
Koksa -N	70-7	190.5	42	105.4	6	6.6	S	1/2	4.7	0.9	1.3	1.0	0.2	0.3	1.0
Koksa -S	7	237.7	-38.5	53.2	5	10.6	SW	1/1	16.6			3.6			3.4
Sisim	53	29.8	-1.8	286.7	6	4.0	outlier	3/5	7.4	2.5	5.7	1.9	0.7	1.5	1.5
Sisim	45	16	-43.3	19.7	6	15.5	N	3/6	9.5	1.6	3.9	2.0	0.3	0.8	2.0
Sisim	44	87.1	2.1	64.1	5	9.6	outlier	4/6	9.9	1.3	3.1	2.6	0.3	0.8	2.1
Sisim	41	260.6	32.6	277	6	4.0	outlier	4/6	6.3	1.2	2.8	1.4	0.3	0.6	1.3
Truba	31	179.6	31.8	90.5	6	7.1	S	2/2	16.3	3.0	4.3	3.7	0.7	1.0	3.4
Truba	32	172.4	31	84.4	6	7.3	S	3/3	34.7	1.5	2.2	8.0	0.4	0.5	7.2
Truba	33	190	24	73.7	6	7.9	S	1/2	11.9	0.9	1.3	2.9	0.2	0.3	2.5
Truba	33-2	192.3	31.6	121.1	6	6.1	S	1/1	10.9			2.5			2.3
Tuba	28	317	-2.2	419.3	10	2.4	NWSE	1/1	17.9			4.6			3.7
Tuba	30	310.7	10.5	203.7	10	3.4	NWSE	1/1	34.8			8.9			7.2

Примечание: Ds/Is — склонение/наклонение для среднего направления по сайту в древней системе координат; k/n(D,I)/a95 — статистические параметры: кучность/количество образцов вошедших в статистику/радиус круга доверия при вероятности 95 %; cluster — принадлежность к тому или иному кластеру в «номенклатуре» [2], в этом столбце outlier — «паразитные» направления, не повторяющиеся даже в объеме одного разреза, S и N — ожидаемые девонские направления, все прочие — аномальные направления; N/n(H_{др}) — число штуфов / число кубиков дублей, использованных для оценки H_{др}, далее показаны H_{др} и стандартные ошибки и стандартные отклонения его определения, значения виртуального дипольного момента VDM и стандартные ошибки и стандартные отклонения его определения.

Обсуждение результатов Как видно из таблиц, достоверные определения H_{др} получены на 37 кубиках (учитывая дубли) из 26 штуфов, представляющих 13 различных сайтов четырёх девонских объектов. К сожалению, из-за малого количества образцов из отдельных сайтов, некоторые определения обеспечены только одним — двумя образцами, что, конечно, недостаточно с точки зрения статистики. Виртуальный дипольный момент VDM рассчитывался по стандартной формуле, справедливой для дипольного поля, с использованием полученных для сайтов значений палеонаклонения. Если же, как предполагалось выше и ранее другими авторами, поле в девоне имело сложный характер, и, возможно, дипольная компонента была слабой, тогда такой расчёт несправедлив, - это следует иметь в виду при анализе данных Табл. 2. Действительно, как видно из этой таблицы, величина палеонапряжённости, как правило, низкая или очень низкая (меньше половины значения H_{др} в позднем кайнозое, равного ≈ 50 мкТл), за исключением двух сайтов (32, Труба, и 30, Туба), где H_{др} > 30 мкТл. При этом рассчитанные значения VDM

представляют несколько другую картину, а по двум отмеченным выше сайтам величина VDM порядка современной (8×10^{22} Ам²). Значения VDM* регулярно ниже VDM, и разброс их несколько меньше, чем у VDM.

Заключение Результаты, полученные нами как по палеонаправлениям, так и по палеонапряжённости, подтверждают гипотезу о сложном характере поведения магнитного поля Земли в девоне. Кратко, особенности поведения поля в девоне заключаются, во-первых, в многочисленных свидетельствах о значимо различающихся палеомагнитных направлениях, существование которых трудно объяснить перемагничиванием или влиянием локальной тектоники. Во-вторых, мы видим низкие и аномально низкие величины палеонапряжённости на большинстве изученных объектов. При этом картины изменения по изученным сайтам собственно $H_{др}$ и значений VDM, рассчитанных по формуле для дипольного поля, заметно разнятся. Возможно, это различие может служить определённым доводом в пользу того, что поле в это время было мультипольным, и тогда такой расчёт VDM просто не имеет смысла.

Такая неоднозначность данных по девону, полученных в разных регионах, приводит к мысли о существенной специфике поведения геомагнитного поля в этот период. Всё это вместе наиболее естественно объяснить тем, что геомагнитное поле в девоне имело слабую дипольную составляющую и вообще в некоторые периоды могло носить мультипольный характер.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты № 12-05-00288а и №13-05-00235а) и Министерства образования (договор № 14.Z50.31.0017).

1. Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Травин А.В. Девонский вулканизм Минусинской котловины: этапы проявления и связь с прогибанием континентальной литосферы (по результатам геохронологических $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований) // ДАН, 2012, том 447, № 3, с. 308-313.
2. Шацлло А.В. Палеомагнетизм раннего-среднего девона Минусинских впадин: итоги // Материалы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород» Казань 7–12 октября 2013г. с. 238-247.

Палеомагнитное датирование кимберлитов дайки Великан и трубки Дальняя (Якутская алмазоносная провинция)

А. А. Яковлев¹, К. М. Константинов¹, Ш. З. Ибрагимов², И. К. Константинов³, Е. В. Артемова¹, М. Д. Томшин⁴

¹Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», Мирный

²Казанский федеральный университет, Казань

³Институт земной коры СО РАН, Иркутск

⁴Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

В настоящее время для установления возраста кимберлитов в комплекс с геологическими и изотопными данными включаются и палеомагнитные определения [1]. Кимберлитовые тела, из-за особенностей своего строения и

формирования, являются достаточно сложными объектами для палеомагнитных исследований [2].

Для палеомагнитного датирования требуются ориентированные в пространстве образцы, которые отбираются из обнажений с ненарушенным залеганием горных пород). Кимберлиты, как правило, берутся из карьеров и шахт, реже из естественных выходов тел на дневную поверхность (например, трубка Обнаженная). Алгоритм палеомагнитного датирования векторов ЕОН горных пород предусматривает:

1. На основе пошаговых экспериментов по размагничиванию температурой или переменным магнитным полем с последующим компонентным анализом [3] установить в образцах горных пород средние направления векторов характеристической ЕОН.

2. Используя минералогические и петрографические исследования, полевые тесты («обжига», «ксенолитов», «обращения» и др. установить природу векторов характеристической ЕОН.

3. Рассчитать координаты палеомагнитного полюса с доверительными интервалами.

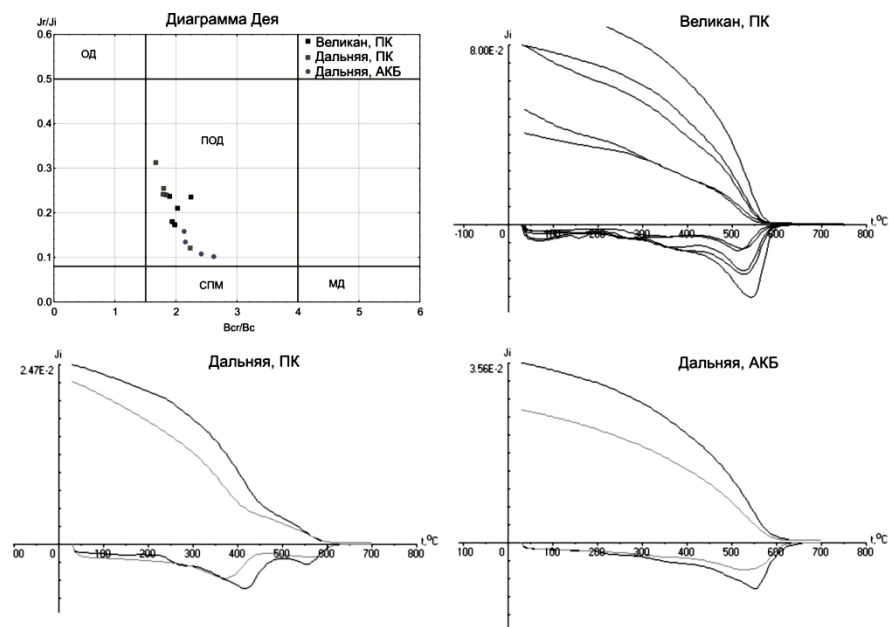


Рис. 1. Магнито-минералогические характеристики кимберлитов дайки Великан и трубки Дальняя. *Диаграмма Дея:* СПМ, ОД, ПОД и МД – области распределения, соответственно, суперпарамагнитных, одно-, псевдоодно- и многодоменных частиц. *Графики дифференциального термомагнитного анализа* кимберлитов: черная/серая линия – процесс первого/второго нагрева.

4. Визуально или с применением специальных программ оценить возраст палеомагнитного полюса путем его сопоставления с траекторией кажущейся

миграции магнитного полюса (ТКМП). Таким образом, в случае сохранности первичной ЕОН устанавливается возраст становления горных пород, а в случае наложенной природы ЕОН – время проявления в горных породах вторичных процессов.

В настоящее время получены предварительные петро- и палеомагнитные данные с целью установления возраста намагниченности кимберлитов дайки Великан (Куйское поле) и трубки Дальняя (Дальинское поле).

Основными минералами-носителями намагниченности кимберлитов изученных тел являются магнетиты (рис. 1) с точками Кюри около 560С. Частицы магнетита находятся в псевдооднородном состоянии.

Для дайки Великан характерно четкое магнитное расслоение «дайкового» типа [4] – оси эллипса анизотропии обособлены, а большая и средняя оси определяют ее плоскость, которая согласуется с северо-восточным простиранием тела (рис. 2). В кимберлитах трубки Дальняя магнитная анизотропия выражена слабо, а оси распределены хаотично.

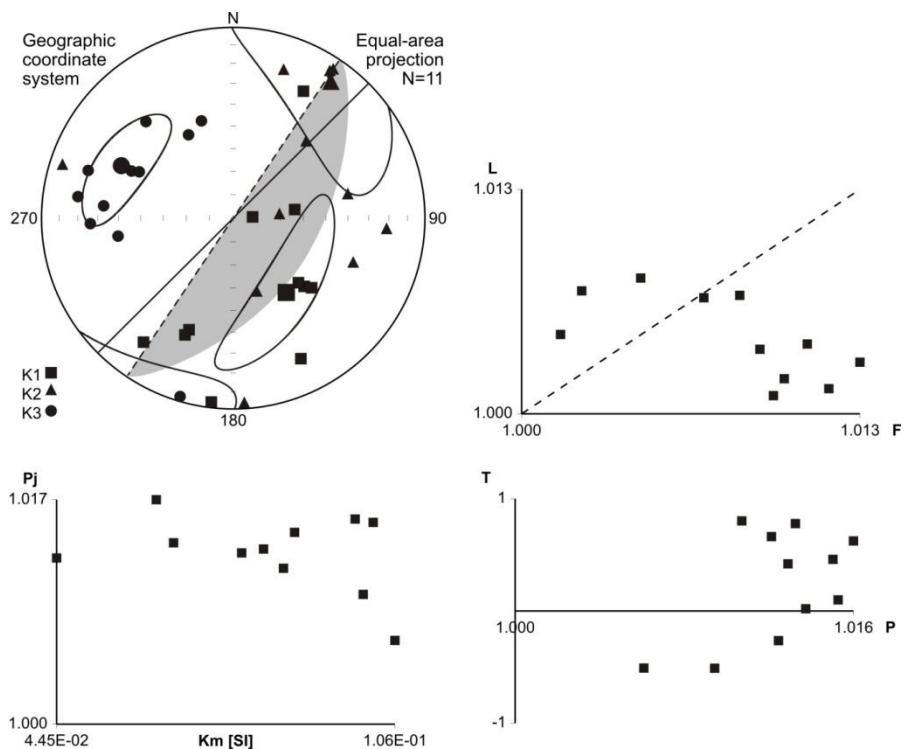


Рис. 2. Анизотропия магнитной восприимчивости кимберлитов дайки Великан. Сплошная/пунктирная линия — оси простирания тела/плоскость магнитного расслоения (серый цвет). K1, K2 и K3 — соответственно, большая, средняя и малая оси эллипса анизотропии.

Векторы характеристической естественной остаточной намагниченности (ЕОН) кимберлитов имеют отрицательные направления, по ним рассчитаны виртуальные полюсы (рис. 3, табл.). Возраст ЕОН кимберлитов дайки Великан и трубки Дальняя составляет, соответственно, 230 и 350 млн лет (рис. 4), что в принципе согласуется с геологическими данными.

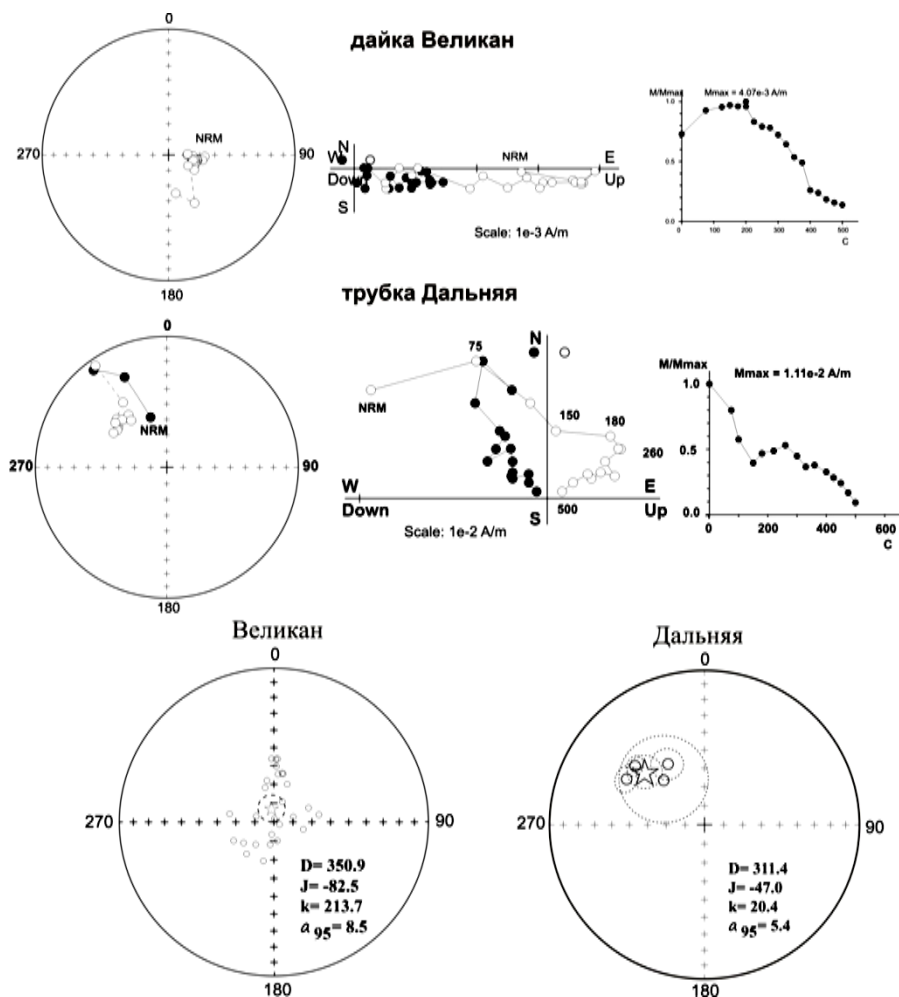


Рис. 3. Результаты лабораторных экспериментов по размагничиванию кимберлитов температурой. *Сtereограмма:* темные (светлые) кружочки – проекция векторов ЕОН на положительную (отрицательную) полушару. *Диаграмма Зийдervльда:* темные (светлые) кружочки - проекции вектора ЕОН на плоскости XOY (HOZ). Цифры – значение температуры, разрушающей исходную ЕОН образца.

Таблица. Палеомагнитные направления и виртуальные полюсы кимберлитов.

№ пп	Объект	N	Dcp, °	Jcp, °	k, ед.	α_{95} , °	Φ , °	Λ , °	dp/dm, °	fm, °
1	Трубка Дальняя	4	311.4	-47.0	20.4	5.4	11.5	154.9	4.5/6.9	28
2	Дайка Великан	3	350.9	-82.5	213.7	8.5	55.9	124.6	16.2/16.6	76

Примечания: N — количество сайтов, участвующих в статистике. Параметры группировки векторов характеристической ЕОН: склонение — Dcp, наклонение — Jcp, кучность — k и овал доверия — α_{95} ; палеомагнитный полюс: широта — Φ , долгота — Λ , доверительные интервалы — dp/dm и палеоширота — fm.



Рис. 4. Сравнение виртуальных палеомагнитных полюсов дайки Великан и трубки Дальняя с ТКМП Сибирской платформы. 1 — ТКМП по [5]; 2 — полюсы с овалами доверия (пунктирная линия): 1 — трубка Дальняя, 2 — дайка Великан.

1. Саврасов Д.И. Магнетизм кимберлитов Якутии / Автореф. канд. дис. Иркутск, ИЗК СО АН СССР, 1969. 22 с.

2. Константинов К.М. Возраст естественной остаточной намагниченности кимберлитов Якутской алмазоносной провинции. Наука и образование, 2010, № 1 (57). С. 47–54.
3. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Под ред. Храмова А.Н. - Л.: Недра, 1982. 312 с.
4. Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. London, Chapman&Hall, 1993, 217 p.
5. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.

Тестовые определения палеонапряженности на исторических лавах Камчатки

Г. В. Жидков¹, А. В. Долотов¹, М. А. Смирнов¹, А. А. Овсянников², П. Ю. Плечов³

¹Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

³Геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва

Цель настоящей работы — проверка надежности определения палеонапряженности $H_{др}$ методом Телье [1, 2] на современных вулканических породах, т. е. на породах, у которых поле создания естественной термоостаточной намагниченности достаточно хорошо известно (современное магнитное поле). Всего изучено 7 образцов лавовых потоков от 6 вулканов (Табл. 1) Прежде всего, на них были проведены определения $H_{др}$ (в данной работе под «палеонапряженностью» везде подразумевается напряженность геомагнитного поля в момент образования изучаемой лавы). Полученные значения $H_{др}$ мы сравнили со значениями напряженности, которые должны получаться согласно Международной модели главного магнитного поля Земли IGRF-11. Разница между этими значениями представлена в Табл. 1 в виде относительной ошибки. Исходя из этих данных мы получили условно 4 «хороших» образца, т. е. с ошибкой определения $H_{др}$ не более 10 %, и 3 «плохих» образца с ошибкой определения $H_{др}$ более 10 %.

Следующим шагом нашей работы стало изучение различий между «хорошими» и «плохими» образцами. Для этого были проведены измерения термокривых: намагниченности насыщения при последовательных нагревах $M_s(T)$, естественной намагниченности $NRM(T)$ и лабораторной термоостаточной намагниченностей $TRM(T)$ (рис. 1–7). Они показали, что «хорошие» образцы отличаются низкими точками Кюри (~250–350 °С), характерными для высокотитанистых титаномагнетитов, а также достаточно высокой степенью устойчивости магнитных минералов к нагревам (термостабильностью) (рис. 1–4). «Плохие» же образцы отличаются более высокими точками Кюри (~400–550 °С) и слабой устойчивостью к нагревам (рис. 5–7).

Таблица 1.

Site	Sample	11th Generation IGRF, μT	Theillier result, μT	Error
Karymsky volcano, 54°03'N 159°26.5'E, height of 1468 meters, eruption 1997	781	51.5	50.1	-3%
Karymsky volcano, 54°03'N 159°26.5'E, height of 1468 meters, eruption 2003–2004	882	51.7	50.5	-2%
Klyuchevskaya Sopka volcano, 56°04'N 160°38'E, height of ~4800 meters, eruption 1987	LK64/1	51.0	50.1	-3%
Tolbachik volcano, 55°50'N 160°20'E, height of ~3680 meters, eruption 2013	PK-13-6	52.9	48.4	-9%
Northern Kuril islands, Paramushir Island, Chikurachki volcano (stratovolcano), 50°19.3'N 155°27.7'E, height of 1816 meters., eruption 1986	734/4	50.0	35.6	-29%
	736/2		33.9	-32%
Avachinsky volcano, 53°15.3'N 158°50'E, height of 2740 meters., eruption 1991	874	51.0	26.2	-49%

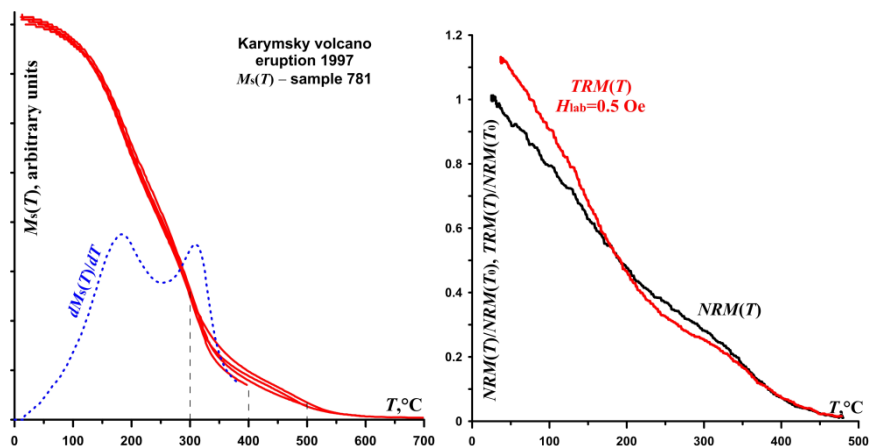


Рис. 1.

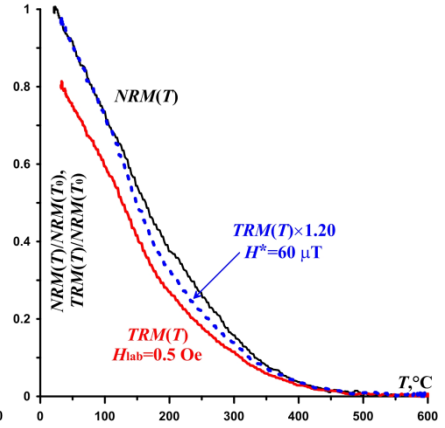
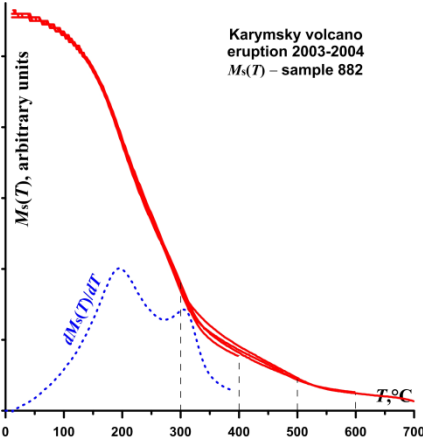


Рис. 2.

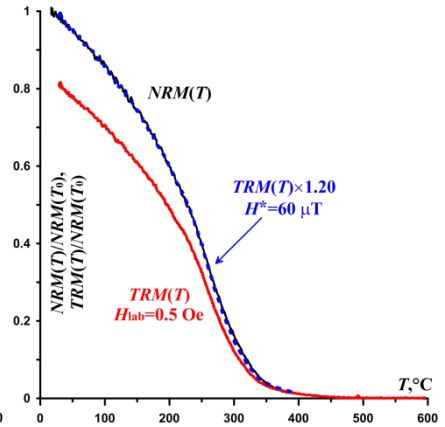
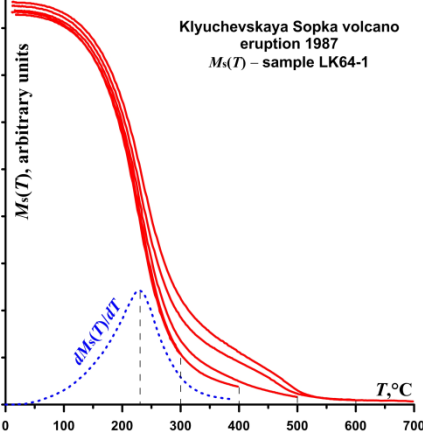


Рис. 3.

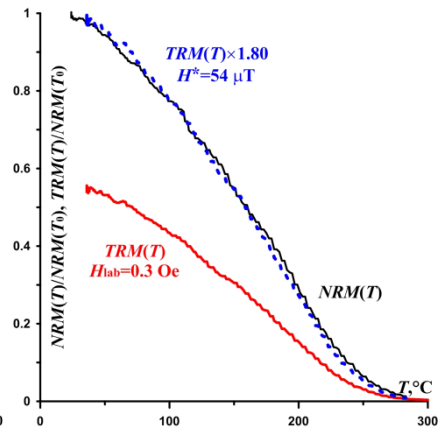
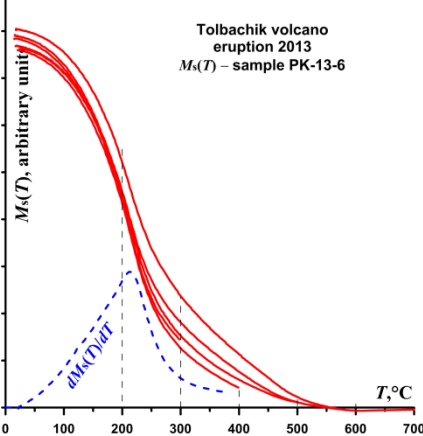


Рис. 4.

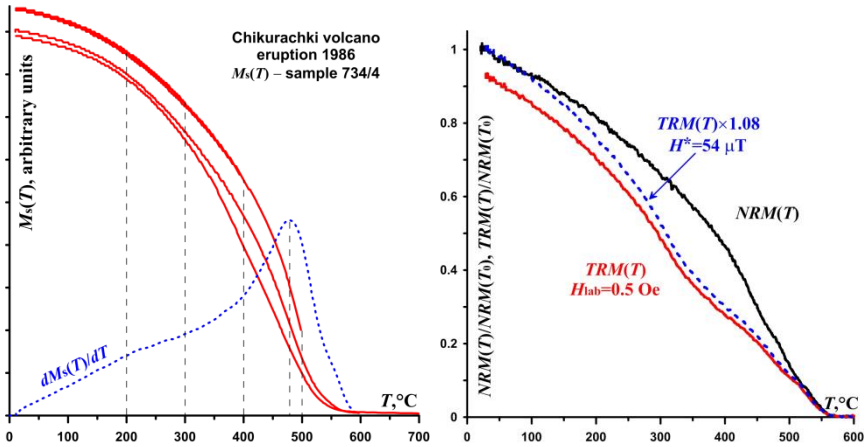


Рис. 5.

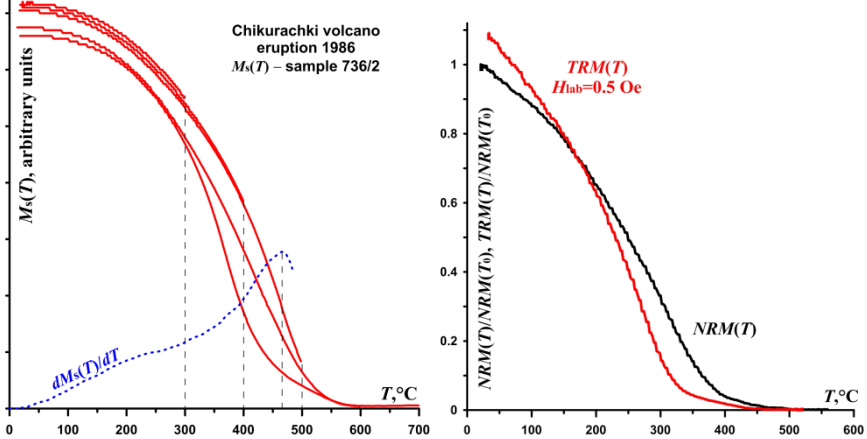


Рис. 6.

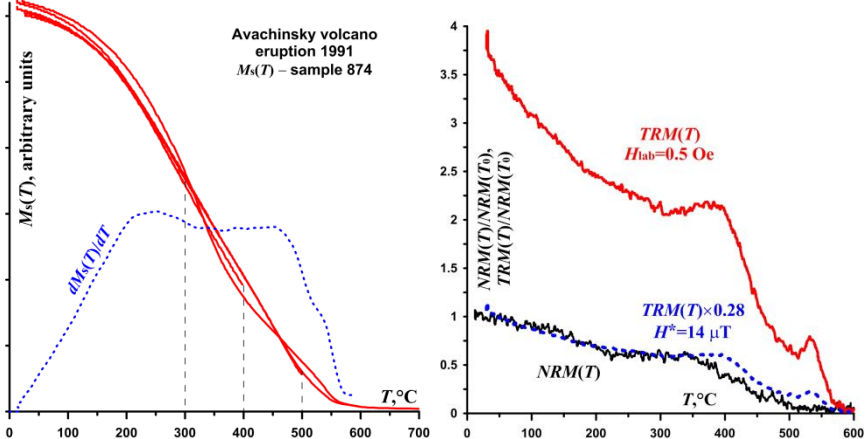


Рис. 7.

Полученные по некоторым образцам микрофотографии и результаты рентгеноструктурного анализа также говорят в пользу того, что состав магнитных минералов представлен главным образом титаномагнетитом (рис. 8). По данным рентгеноструктурного анализа основная фаза магнитных минералов — шпинельная, характерная для титаномагнетитов, с параметром решетки $a = 8.423\text{--}8.462$, при этом в «плохом» образце №874 присутствует также гемименилитовая фаза с $a = 5.077$ с $= 13.98$, что может говорить в пользу гетерофазно окисленности «плохих» образцов.

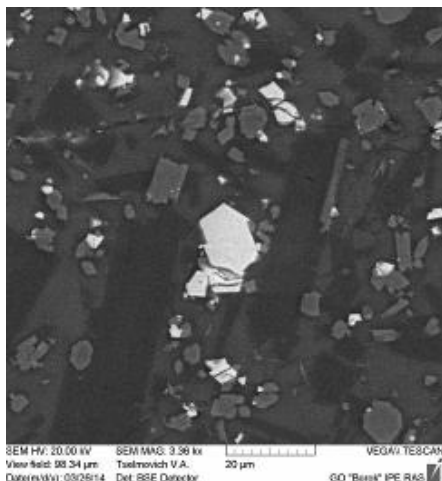


Рис. 8. Образец LK64-1.

$$DRAT_i = \frac{\delta pTRM_i}{\sqrt{\Delta pTRM^2 + \Delta NRM^2}}$$

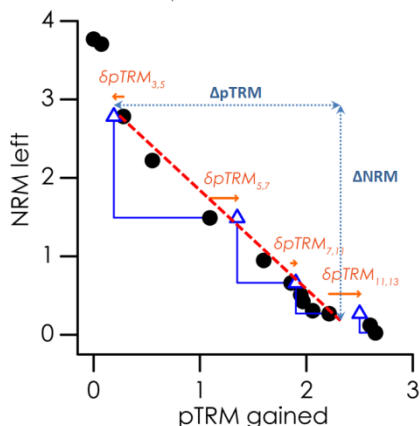


Рис. 9. Расчет DRAT.

Кроме этого, для анализа ошибок определения $H_{др}$ по результатам методики Телье мы использовали величину DRAT (Difference RATio) (рис. 9) — оценку отклонения повторных $pTRM$ нагревов («чек-точек») от первоначальных значений $pTRM$ [3]. На рис. 10–11 представлены примеры графиков Араи-Нагата (результаты метода Телье). Надо заметить, что величина DRAT рассчитывается по тому температурному интервалу, по которому определяются $H_{др}$. При этом определялись как средние величины DRAT для таких интервалов ($DRAT_{av}$), так и максимальные DRAT ($DRAT_{max}$). Итоговый результат представлен в Табл. 2.

Выводы:

1. Правильные определения $H_{др}$ получены на образцах обладающих низкотемпературной титаномагнетитовой фазой с температурой Кюри около $250\text{--}350$ °С. По всей видимости, это образцы обладающие высокой степенью термостабильности магнитных минералов, что позволяет этим образцам оставаться неокисленными как до, так и по во время проведения лабораторных нагревов. «Плохие» же образцы уже в естественном состоянии приобрели свойства окисленных титаномагнетитов, что выражается в их повышенных точках Кюри и низкой термостабильности к лабораторным нагревам.

2. Полученные оценки DRAT показали, что они могут быть эффективным инструментом для разделения «хороших» образцов от «плохих», если условно принять, что для «хороших» образцов средняя DRAT меньше 5 %, а максимальная DRAT лежит в пределах 10% отклонения от первоначального значения (или от фит-линии, что наверное будет более точным), в то время как «плохие» образцы будут показывать большие величины отклонений.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект № 14-05-31402 мол_а).

Таблица 2.

Sample	Error, %	T ₁ -T ₂ , °C	DRAT _{ав} , %	DRAT _{макс} , %
781	-3	200-400	3.9	7.7
882	-2	200-400	1.0	2.0
LK64/1	-3	200-400	1.4	1.7
PK-13-6	-9	220-310	3.3	3.9
734/4	-29	320-520	7.0	24.3
736/2	-32	340-420	18.1	33.1
874	-49	260-460	4.9	10.1

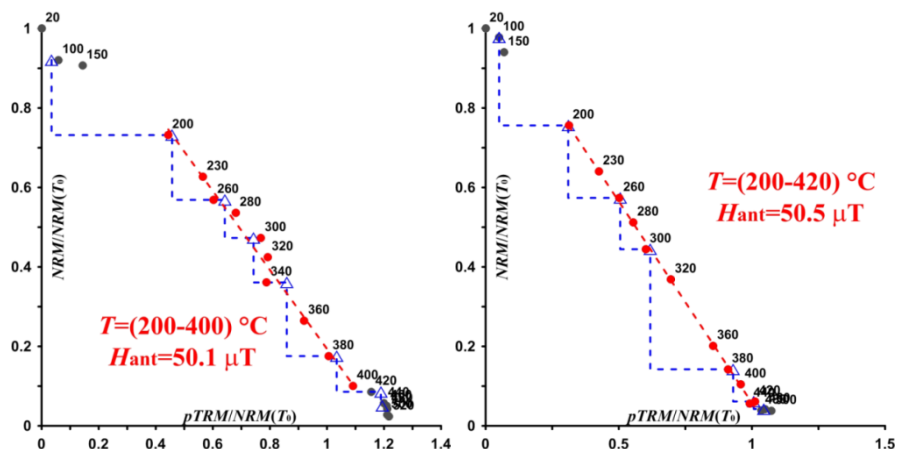


Рис. 10. Примеры графиков Арай-Нагата для «хороших» образцов.

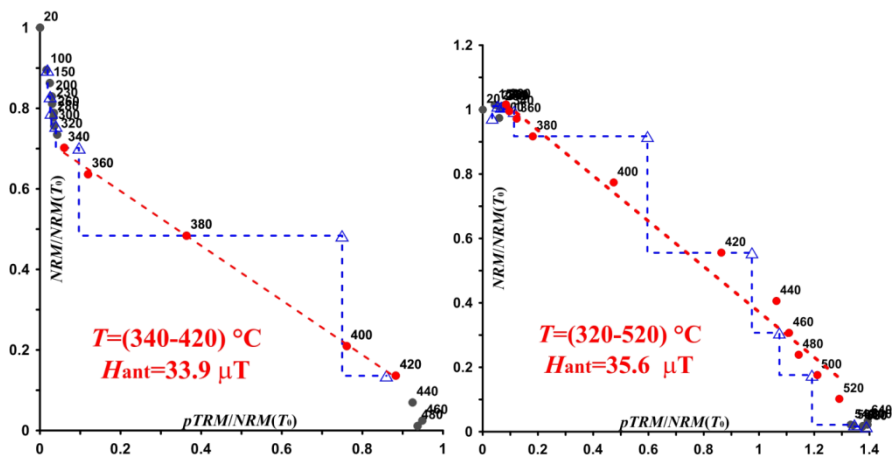


Рис. 11. Примеры графиков Арай-Нагата для «плюхих» образцов.

1. *Thellier E., Thellier O.* Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // *Ann. de Geophys.* 1959. V. 15. pp. 285–376.
2. *Coe R.S.* The determination of paleointensities of the Earth's magnetic field with special emphasize on mechanisms which could cause nonideal behavior in Thellier's method // *J. Geomagn. Geoelec.* 1967. V. 19. No. 3. pp. 157–178.
3. *Selkin P.A., Tauxe L.* Long-term variations in palaeointensity // *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A.* 2000. V. 358. No. 1768. pp. 1065–1088. doi:10.1098/rsta.2000.0574.

Указатель авторов

Акимова, Станислава Всеволодовна

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

e-mail: stanislava-akimova@yandex.ru

4

Апаньев, Валерий Владимирович

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО
РАН, Петропавловск-Камчатский.

45

Апикин, И.С.

Институт археологии РАН, Москва.

4

Антипов, И. В.

Санкт-Петербургский государственный
университет.

4

Артемова, Е. В.

Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», Мирный.

208

Баклан, Мария Алексеевна

Геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва.

12

Бричева, Светлана Сергеевна

Санкт-Петербургский филиал Института
земного магнетизма, ионосферы и распро-
странения радиоволн им. Н. В. Пушкова
РАН, Санкт-Петербург.

e-mail: svebrich@gmail.com

35, 40

Бураков, Константин Спиридонович

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

112

Вардамян, Асмик Ашотовна

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

107

Вернер, Томаш (Werner, Tomasz)

Institute of Geophysics, Polish Academy of
Sciences, Варшава, Польша.

e-mail: twerner@igf.edu.pl

17

Веселовский, Роман Витальевич

1) Геологический факультет МГУ им. М. В.
Ломоносова, Москва.

2) Институт физики Земли им. О. Ю. Шмид-
та РАН, Москва.

e-mail: roman.veselovskiy@ya.ru

80

Водовозов, Владимир Юрьевич

1) Геологический факультет МГУ им. М. В.
Ломоносова, Москва.

2) Геологический институт РАН, Москва.

e-mail: vodo7474@yandex.ru

12

Вольнец, Анна Олеговна

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО
РАН, Петропавловск-Камчатский.

45

Выграненко, Татьяна Михайловна

Новосибирский государственный универси-
тет.

93

Галле, Ив (Gallet, Yves)

Institut de Physique du Globe de Paris, Фран-
ция.

e-mail: gallet@ipgg.fr

4

Гендлер, Татьяна Семеновна

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

e-mail: gendler06@mail.ru

17

Гнибиденко, Зинаида Никитична

Институт нефтегазовой геологии и геофизи-
ки им. А. А. Трофимука СО РАН, Новоси-
бирск.

e-mail: gnibidenkozni@ipgg.sbras.ru

22

Горбаренко, Сергей Александрович

Тихоокеанский океанологический институт
им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Магадан.

e-mail: gorbarenko@poi.dvo.ru

86

Гурарий, Гарри Зиновьевич

Геологический институт РАН, Москва.

e-mail: palmagmax@mail.ru

28

Демина, Ирина Михайловна

Санкт-Петербургский филиал Института
земного магнетизма, ионосферы и распро-
странения радиоволн им. Н. В. Пушкова
РАН, Санкт-Петербург.
e-mail: dim@izmiran.spb.ru

35, 40

Деркачев, Александр Никитович

Тихоокеанский океанологический институт
им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Магадан.
e-mail: derkachev@poi.dvo.ru

86

Долбунова, Екатерина Владимировна

Государственный Эрмитаж, Санкт-
Петербург.
e-mail: katjer@mail.ru

4

Долотов, Андрей Вадимович

Геофизическая обсерватория «Борок» фили-
ал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский
р-н, пос. Борок.
e-mail: adolotov@borok.yar.ru

213

Жидков, Григорий Викторович

Геофизическая обсерватория «Борок» фили-
ал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский
р-н, пос. Борок.
e-mail: grigor@borok.yar.ru

199, 213

Зверев, Александр Романович

Геологический факультет МГУ им. М. В.
Ломоносова, Москва.

12

Зубов, Александр Георгиевич

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО
РАН, Петропавловск-Камчатский.
e-mail: zubov@kscnet.ru

45

Зыкин, Владимир Сергеевич

Институт геологии и минералогии СО РАН
им. имени В. С. Соболева, Новосибирск.
e-mail: zykin@igm.nsc.ru

159

Ибрагимов, Ш. З.

Казанский федеральный университет, Ка-
зань.

208

Иванов, Сергей Алексеевич

Санкт-Петербургский филиал Института
земного магнетизма, ионосферы и распро-
странения радиоволн им. Н. В. Пушкова
РАН, Санкт-Петербург.
e-mail: sergei.a.ivanov@mail.ru

53

Иосифиди, Александр Георгиевич

Всероссийский нефтяной научно-
исследовательский геологоразведочный ин-
ститут, Санкт-Петербург.
e-mail: iosifidi@km.ru

52, 152, 180

Кадzialко-Хофмоклъ, Магдалена (Kadzialko-Hofmokl, Magdalena)

Institute of Geophysics, Polish Academy of
Sciences, Варшава, Польша.
e-mail: magdahof@igf.edu.pl

17

Казанский, Алексей Юрьевич

Институт земного магнетизма, ионосферы и
распространения радиоволн им. Н. В. Пуш-
кова РАН, Троицк, Москва.
e-mail: kazansky_alex@mail.ru

65, 93, 116

Каримов, Фаршед Хилолович

Институт геологии, сейсмостойкого строи-
тельства и сейсмологии АН Таджикистана,
Душанбе.

e-mail: farshed_karimov@rambler.ru

70, 74

Клайн, Борис Ицикович

Геофизическая обсерватория «Борок» фили-
ал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский
р-н, пос. Борок.

e-mail: klain@borok.yar.ru

78

Константинов, И.К.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск.

208

Константинов, Константин Михайлович

Научно-исследовательское геологоразве-
дочное предприятие АК «АЛРОСА», Мир-
ный.

e-mail: 2konstant@mail.ru

208

Коротков, В. А.

ФГУП «ВИМС», Москва.

193

Кузнецова, А. В.

ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-
Петербург.

193

Куражковская, Надежда Андреевна

Геофизическая обсерватория «Борок» фили-
ал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский
р-н, пос. Борок.

e-mail: knady@borok.yar.ru

78

Куражковский, Александр Юрьевич

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.

e-mail: ksasha@borok.yar.ru

78

Латышев, Антон Валерьевич

1) Геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва.

2) Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва.

e-mail: anton.latyshhev@gmail.com

80

Левичева, Александра Викторовна

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск.

e-mail: levichevaav@ipgg.sbras.ru

22

Лью, Й (Liu, Y.)

First Institute of Oceanography SOA, Qingdao, Китай.

86

Мазуркевич, Андрей Николаевич

Государственный Эрмитаж, Санкт-Петербург.

4

Малахов, Михаил Иванович

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан.

e-mail: malakhov@neisri.ru

e-mail: mikhaile.malakhov@mail.ru

86

Малахова, Галина Юрьевна

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан.

e-mail: malakhova@neisri.ru

86

Марков, Геннадий Петрович

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

e-mail: gmarkov@yandex.ru

112

Матасова, Галина Гельевна

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск.

e-mail: matasovagg@ipgg.sbras.ru

65, 93

Меркурьев, Сергей Александрович

Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Санкт-Петербург.

e-mail: sam_hg@hotmail.com

53

Минасян, Джульетта О.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА, Гюмри, Армения.

e-mail: julyaminas@yandex.ru

102, 107

Михайлова, Виктория Антоновна

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург.

e-mail: vtomsha@mail.ru

180

Начасова, Инга Евгеньевна

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

e-mail: inachasova@mail.ru

112

Никитина, Виктория В.

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Троицк, Москва.

e-mail: joki.la.loki@gmail.com

116

Овсянников, Александр Алексеевич

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский.

e-mail: oval@kscnet.ru

213

Павлов, Владимир Эммануилович

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

e-mail: pavlov-home@rambler.ru

80, 125, 129

Петров, Петр Юрьевич

Геологический институт РАН, Москва.

e-mail: petrov-geo-home@rambler.ru

125, 129

Петрова, Вера Валерьевна

Геологический институт РАН, Москва.

133

Пилипенко, Ольга Валентиновна

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

e-mail: pilipenko@ifz.ru

112, 133, 176

Писаревский, Сергей А.

School of Earth and Environment, University of Western Australia, Crawley, WA 6009, Австралия.

e-mail: Sergei.Pisarevskiy@curtin.edu.au

180

Плечов, Павел Юрьевич

Геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва.

213

Попов, Виктор Валентинович

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург.

e-mail: v_v_popov@yahoo.co.uk

152

Рашидов, Владимир Александрович

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский.

e-mail: rashidva@ksc.iks.ru

133

Родионов, Василий Петрович

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург.

e-mail: vpr1933@mail.ru

141, 147, 152

Сакамото, Т (Sakamoto, T.)

Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokosuka, Япония.

86

Сальная, Наталья Викторовна

1) Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург.

2) Институт физики Земли им О. Ю. Шмидта РАН, Москва.

e-mail: natasavi@inbox.ru

4, 152, 158

Смирнов, Михаил Анальевич

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.

e-mail: sma@borok.yar.ru

213

Смолянинова, Любовь Геннадьевна

Институт геологии и минералогии СО РАН им. имени В. С. Соболева, Новосибирск.

e-mail: lsmol@yandex.ru

159

Соляников, Ярослав Львович

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан.

e-mail: yaroslav1982@mail.ru

86

Стельмах, Анна Григорьевна

Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент.

e-mail: stelmakhag@rambler.ru

166, 171

Трубихин, Валерий Михайлович

Геологический институт РАН, Москва.

e-mail: vmt1940@mail.ru

176

Тойчиев, Ходжиакбар Абдурасулович

Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент.

e-mail: job1775@mail.ru

166, 171

Томшин, М. Д.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

208

Фарафонова, Юлия Германовна

Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Санкт-Петербург.

40

Фатьяков, Алексей Михайлович

Институт археологии РАН, Москва.

4

Федюкин, Иван Владимирович

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

17

Филинов, Иван Анатольевич

Институт Земной коры СО РАН, Иркутск.

65

Харада, Н (Harada, N.)

Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokosuka, Япония.

86

Храмов, Алексей Никитич

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург.

180

Цельмович, Владимир Анатольевич

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.

e-mail: tselm@mail.ru

187, 199

Цирель, Вадим Соломонович

ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург.

e-mail: geolraz@geolraz.com

193

Шацлло, Андрей Валерьевич

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

e-mail: shatsillo@gmail.com

17, 199

Ши, К (Shi, X.)

First Institute of Oceanography SOA, Qingdao, Китай.

86

Щеглова, Снежана Николаевна

Институт геологии и минералогии СО РАН им. имени В.С. Соболева, Новосибирск.

e-mail: snezhka@ngs.ru

159

Щербakov, Валерий Прохорович

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.

e-mail: shcherb@borok.yar.ru

199

Щербакова, Валентина Васильевна

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.

e-mail: valia@borok.yar.ru

199

Щербакова, Екатерина Львовна

Геологический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва.

12

Щетников, Александр Александрович

Институт Земной коры СО РАН, Иркутск.

e-mail: shchet@crust.irk.ru

65

Яковлев, А. А.

Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», Мирный.

208

Якубсон, Андрей Михайлович

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург.

152

Содержание

Предисловие	3
Оценка перспективности образцов изделий из обожженной глины для археомагнитных исследований <i>С. В. Акимова, Н. В. Сальная, И. Галле (Y. Gallet), И. С. Аникин, А. М. Фатьков, А. Н. Мазуркевич, Е. В. Долбунова, И. В. Антипов</i>	4
Новые раннепротерозойские палеомагнитные полюсы Сибирского кратона <i>В. Ю. Водовозов, А. Р. Зверев, М. А. Баклан, Е. Л. Щербакова</i>	12
Разнообразие магнитных характеристик вулканогенных образований Южного Забайкалья (Тамирская вулканотектоническая структура): предварительные результаты <i>Т. С. Гендлер, А. В. Шаццло, И. В. Федюкин, М. Кадзьялко-Хофмокль (M. Kadzialko-Hofmokl), Т. Вернер (T. Werner)</i>	17
Магнитная стратиграфия верхнемеловых и пограничных мел-палеогеновых отложений юга Кулундинской впадины (Западная Сибирь) <i>З. Н. Гнибиденко, А. В. Левичева</i>	22
Характеристики направления геомагнитного поля вблизи и во время инверсии Гаусс-Матуяма (Западная Туркмения). Новые данные <i>Г. З. Гурарий</i>	28
Корреляционные свойства прогноза вековой вариации главного геомагнитного поля Земли <i>И. М. Демина, С. С. Бричева</i>	35
Влияние неоднородностей строения нижней мантии на формирование отдельных фокусов векового хода <i>И. М. Демина, С. С. Бричева, Ю. Г. Фарафонова</i>	40
Опробование титаномагнетитового метода по определению глубин магматических очагов Толбачинского Трещинного извержения 2012–2014 гг. и Авачинского стратовулкана <i>А. Г. Зубов, В. В. Ананьев, А. О. Волынец</i>	45
Метод наименьших квадратов в задаче интерпретации морских магнитных аномалий <i>С. А. Иванов, С. А. Меркурьев</i>	53
Палеомагнетизм раннедевонских отложений острова Шпицберген <i>А. Г. Иосифиди</i>	59
Сравнение петромагнитных характеристик лессово-почвенных разрезов Байкальском регионе <i>А. Ю. Казанский, Г. Г. Матасова, А. А. Щетников, И. А. Филинов</i>	65
Оценки для индуцированной намагниченности магнитоактивного слоя Земли <i>Ф. Х. Каримов</i>	70
Теория геомагнитных полосовидных и кольцеобразных аномалий <i>Ф. Х. Каримов</i>	74

Новые определения палеонапряженности кампана–маастрихта <i>А. Ю. Куражковский, Н. А. Куражковская, Б. И. Клайн</i>	78
Новые данные о динамике пермо-триасового магматизма на Сибирской платформе по результатам палеомагнитных исследований траппов центральной части Тунгусской синеклизы <i>А. В. Латышев, Р. В. Веселовский, В.Э. Павлов</i>	80
Магнитные свойства маркирующих прослоев тефры в позднечетвертичных отложениях Охотского моря <i>Г. Ю. Малахова, К. Ши (X. Shi), М. И. Малахов, А.Н. Деркачев, Й. Лью (Y. Liu), С. А. Горбаренко, Я. Л. Соляников, Т. Сакамото (T. Sakamoto), Н. Харада (N. Harada)</i>	86
Петромагнитные исследования поздненеоплейстоценового покрова Бийско-Чумышского плато (Предалтайская равнина) по трансекту «СЗ-ЮВ» и их палеоклиматическое значение <i>Г. Г. Матасова, А. Ю. Казанский, Т. М. Выграненко</i>	93
Палеомагнетизм туфовых образований Армении <i>Д. О. Минасян</i>	102
Палеомагнитные характеристики голоценовых осадков бассейна озеро Севан <i>А. А. Варданян, Д. О. Минасян, Ж. Саакян</i>	107
Вариации напряженности геомагнитного поля в последние полтора тысячелетия в районе Таманского полуострова <i>И. Е. Начасова, К. С. Бураков, О. В. Пилипенко, Г. П. Марков</i>	112
Петромагнетизм донных отложений озера Чаны (Западная Сибирь) <i>В. В. Никитина, А. Ю. Казанский</i>	116
Новые данные по палеомагнетизму неопротерозоя Туруханского района <i>В. Э. Павлов, П. Ю. Петров</i>	125
Стратиграфическая позиция верхних горизонтов рифея Туруханского и Учуро-Майского районов Сибири <i>П. Ю. Петров, В. Э. Павлов</i>	129
Петромагнитные исследования пород подводных вулканов Курильской островной дуги <i>О. В. Пилипенко, В. А. Рашидов, В. В. Петрова</i>	133
Анализ компонентного состава естественной остаточной намагниченности отложений нижнего кембрия Сибирской платформы (Анабарская антеклиза, верховье реки Оленек) <i>В. П. Родионов</i>	141
Палеомагнитная характеристика разреза рубежа венда–кембрия (река Чая, северное Прибайкалье) <i>В. П. Родионов</i>	147
Палеомагнитные исследования палеозойских отложений, река Пага (Приполярный Урал) <i>Н. В. Сальная, В. В. Попов, В. П. Родионов, А. М. Якубсон, А. Г. Иосифиди</i>	152

Магнитостратиграфическое расчленение неогеновых отложений в долине реки Холу (Убсунурская котловина, южный склон хребта Восточный Танну-Ола, Тыва) <i>Л. Г. Смолянинова, В. С. Зыкин, С. Н. Щеглова</i>	159
Магнитные характеристики плейстоценовых отложений разрезов Мингтепа и Митан <i>А. Г. Стельмах, Х.А. Тойчиев</i>	166
Магнитные характеристики эоплейстоценовых отложений разрезов Нурата и Чартак <i>Х.А. Тойчиев, А.Г. Стельмах</i>	171
Аномальное поведение намагниченности в породах среднего и верхнего неоплейстоцена разреза Эльтиген (Керченский полуостров) <i>В.М. Трубихин, О. В. Пилипенко</i>	176
Палеомагнетизм осадочных пород Ашинской серии западного склона Южного Урала: региональные и глобальные следствия переизучения старых коллекций <i>А. Н. Храмов, Н. В. Сальная, С. А. Писаревский, В. А. Михайлова, А. Г. Иосифиди</i>	180
Минералы, образовавшиеся при абляции Челябинского метеорита <i>В. А. Цельмович</i>	187
Отечественная аэромагниторазведка и комплексная аэрогеофизика в преддверии нового этапа — беспилотные носители <i>В. С. Цирель, А. В. Кузнецова, В. А. Коротков</i>	193
Геомагнитное поле в девоне — оценка палеонапряжённости на породах Минусинской впадины (Сибирь) <i>В. В. Щербакова, А. В. Шаццлло, Г. В. Жидков, В. П. Щербаков, В. А. Цельмович</i>	199
Палеомагнитное датирование кимберлитов дайки Великан и трубки Дальняя (Якутская алмазоносная провинция) <i>А. А. Яковлев, К. М. Константинов, Ш. З. Ибрагимов, И. К. Константинов, Е. В. Артемова, М. Д. Томиин</i>	208
Тестовые определения палеонапряжённости на исторических лавах Камчатки <i>Г. В. Жидков, А. В. Долотов, М. А. Смирнов, А. А. Овсянников, П. Ю. Плечов</i>	213
Указатель авторов	220
Содержание	225

