

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И МАГНЕТИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД

Материалы семинара

Борок

22 – 25 октября 2009 г.

*Геофизическая обсерватория «Борок» –
филиал Учреждения
Российской академии наук
Института физики Земли
им. О.Ю. Шмидта РАН*

**Палеомагнетизм
и магнетизм
горных пород**

теория, практика, эксперимент

Материалы семинара

*БОРОК
22 – 25 октября 2009 г.*

Борок 2009

Издательство
«Ещё не поздно!»
ООО «Сервисный центр»
Ярославль
2009

Семинар и издание материалов семинара осуществлено при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант № 09-05-06057г) и Президиума РАН

Борок, 22–25 октября 2009 г.

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

ISBN 978-5-904457-08-2 («Ещё не поздно!»)

© Геофизическая обсерватория «Борок» – филиал
Учреждения Российской академии наук
Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2009 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

История семинара «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород» берет свое начало в 1979 году. Тогда он назывался Семинар рабочей группы «Физические основы палеомагнетизма и палеонапряженности геомагнитного поля» Научного совета при Президиуме АН СССР. В этом качестве на базе Геофизической обсерватории «Борок» было проведено 11 семинаров – в 1979, 1981, 1983-1985 гг., 1987-1989 гг., 1992-1994 гг.

С 1996 г. в Борке проходит Всероссийский семинар «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород» при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Бессменным Председателем его Оргкомитета все эти годы является Гапеев Анатолий Кононович (с 1994 г. по 2007 г. – директор Обсерватории, в настоящее время – заведующий лабораторией физико-химических и магнитных исследований вещества горных пород ГО «Борок» ИФЗ РАН). С 1998 года семинар имеет статус международного, в этом качестве он проводился в 1998-2003 гг., в 2006 и 2007 гг. Таким образом, в 2009 году состоялся 22-ой семинар по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. В его работе приняло участие более 60 человек из 20 организаций (Институтов РАН, Университетов и др.) 14 городов России – от Петропавловска-Камчатского и Владивостока до Петрозаводска, а также из Украины.

Особенностью нынешнего семинара было то, что Оргкомитет заранее предложил ведущим палеомагнитологам сделать обзорные доклады по различным направлениям. Работа семинара была организована таким образом, что на утренних заседаниях заслушивались приглашенные доклады, на вечерних – пленарные. Была организована также сессия стендовых докладов, их обсуждение происходило в конце каждого дня. В течение 4 рабочих дней было заслушано 10 приглашенных докладов, 33 устных и 24 стендовых. Тематика семинара охватывала результаты изучения временных и пространственных характеристик геомагнитного поля в историческом и геологическом прошлом. Доклады по конкретным результатам последних лет, а также обобщающие доклады включали: теорию генерации геомагнитного поля и его вариаций, экспериментальные данные о поведении геомагнитного поля в геологическом прошлом, результаты в области магнетизма горных пород, внутреннее строение Земли, палеотектонические реконструкции, палеоокеаны.

Наибольший интерес вызвали приглашённые доклады, в которых на широком уровне освещались актуальные темы палеомагнетизма, магнетизма горных пород, геотектоники. По замыслу организаторов такие доклады отчасти были призваны придать семинару статус школы-семинара, и поэтому некоторые из них включали в себя общеобразовательные элементы. Ряд как приглашенных, так и пленарных докладов был выполнен на мировом уровне, да и в целом уровень многих докладов был достаточно высоким.

Участники семинара отметили хорошую организацию и теплую атмосферу семинара, созданную благодаря усилиям администрации и сотрудников Обсерватории «Борок». В целом работу семинара можно назвать весьма плодотворной по широкому кругу представленных и обсуждённых тем. Это не исключает того, что в формате работы семинара в будущем могут быть изменения, направленные на повышение его уровня.

ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИЕ СОЕДИНЕНИЯ В РЕЛИКТАХ ДРЕВНИХ ШЛАКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ДАНИИ КАК НОСИТЕЛИ ИНФОРМАЦИИ О ГЕОМАГНИТНОМ ПОЛЕ И ПРОЦЕССЕ ПРОИЗВОДСТВА ЖЕЛЕЗА

А. Антонов¹, Т.С. Гендлер², Н. Абрахамсен³, А.А. Новакова³

¹МГУ, физический факультет; ²Институт физики Земли РАН, Москва;

³Department of Earth Sciences, Aarhus University, Denmark

В последние десятилетия для обнаружения реликтов некоторых древних археологических объектов, находящихся под поверхностью земли и имеющих в своем составе магнитные железосодержащие соединения, широко применяется метод магнитной разведки (МР). Благодаря сильной магнитной восприимчивости этих соединений Земное магнитное поле индуцирует намагниченность, которая может быть определена как локальная магнитная аномалия над объектом. Размер и форма этой магнитной аномалии является функцией направления и интенсивности индуцирующего поля, магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности объекта [1–5].

Для того чтобы определить местонахождение объекта под землей, измеряется магнитное поле на поверхности исследуемой территории, с помощью таких магнитометров как Overhauser gradiometer GSM-19, цезиевых магнитометров MM-60, M-33, РКМ-1, протонного магнитометра MMP-203. На начальном этапе проводится так называемая «свободная разведка» для того, чтобы обозначить границы исследуемой территории и отдельных объектов. На этой стадии оператор измеряет магнитное поле через интервал 1-1.5 метра и флажками обозначает аномалии, которые могут быть магнитными объектами. После этого проводят детальную магнитную разведку территории, при которой измеряют магнитное поле в шаговом режиме у поверхности земли от точки к точке с шагом не более 0.5 метра. По полученным данным строятся магнитные карты этой территории [3]. Скачки магнитного поля свидетельствуют о нахождении под землей железосодержащих объектов, которые затем вскрываются.

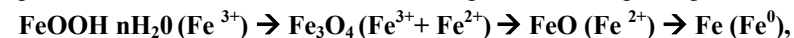
В частности, в 1965 г. О. Воссом и Н. Абрахамсеном на территории Дании была осуществлена первая магнитная разведка, обнаружившая в Дренгштеде местонахождение остатков железоплавильного производства Римской эпохи [1]. Эта находка показала чрезвычайную эффективность МР для поиска таких остатков производства железа и затем привела к расширению списка перспективных для МР археологических объектов. В результате работы датских археологов и магнитологов совместно с группой российских магнитологов из Санкт-Петербурга (под руководством Т. Смекаловой) на территории Дании с 1992 г. было обнаружено множество древних археологических объектов разного назначения, расположенных под землей: шлаки, оставшиеся в результате выплавки железа из болотной руды в плавильных печах железного века (II-VII вв.), остатки средневековых печей для обжига керамики и строительных кирпичей, остатки построек древних поселений [2 – 5]. Остатки раннего производства железа и более позднего производства керамики и строительных кирпичей расположены непосредственно ниже тонкого почвенного слоя обычно на глубине 0.4-0.6 м от поверхности. За счет значительного содержания в них ферромагнитных железоз-

содержащих минералов их интегральный магнитный сигнал существенным образом превышает фоновый от окружающих естественных геологических отложений, являющихся типичными ледниковыми валунными глинами или низкотемпературными водными осадками. Следы производства железа являются шлаковые блоки весом около 200 кг различной формы и размера. Железоплавильные печи были широко распространены на всей западной части Ютландии во 2-6 вв. н.э. По конструкции они подобны печам, широко известным в Европе с конца первого тысячелетия д.н.э. и до конца первого тысячелетия н.э. Всего на территории Дании с помощью МР найдено около 120 областей с остатками печей того периода; общее число шлаковых ям, вскрытых в результате магнитного картирования, достигает порядка 50000. Среди них особо крупные скопления найдены в районе Snogur с прилежащими городами Kragerup и Yderik и в районе Drengsted. По археологическим реконструкциям железоплавильные печи представляли собой глиняные шахты и подлежащие шлаковые ямы. Шахты не сохранились в процессе последующей обработки земли, а шлаковые блоки оказались захороненными на глубине ~0.7м. Каждый блок – это массивное тело высотой примерно 0.4 м, которое является результатом одной плавки: в течение каждой плавки шлак стекал в яму, где он затвердевал и образовывал блоки. Обнаружение этих блоков с помощью магнитной разведки не представляет проблемы, поскольку блоки обладают большой массой на небольшой глубине, создавая, таким образом, сильные магнитные аномалии от нескольких сотен до нескольких тысяч нанотесл [1]. Физико-археологическая модель, предложенная Абрахамсеном в 1965г. [1] в форме точечного диполя (или магнитной сферы) является адекватным магнитным моделированием шлаковой ямы. Средняя магнитная восприимчивость блоков порядка 1.5×10^{-3} (СИ), но у некоторых блоков она в 10 раз больше. Естественная остаточная намагниченность варьируется от 5 до 50 А/м [1–3].

Регистрируемый суммарный магнитный сигнал дает возможность обнаружения объекта в целом, но не позволяет исследовать более детально процессы древнего производства. В свою очередь векторные и скалярные магнитные характеристики и состав образцов, представляющих собой остатки древних производств, определяются направлением геомагнитного поля в данное время, исходным материалом в исследуемом регионе Земного шара и особенностями применяемой техники плавки и обжига. Их изучение современными методами физики твердого тела и магнетизма горных пород могут дать уникальные сведения для археомагнитного датирования [2; 3] и сравнительных оценок типов производства на различных территориях в пределах одной страны и в масштабе развития мировой цивилизации. Одной из основных задач магнитологов после определения локализации шлаковых блоков их вскрытия было археомагнитное датирование времени их остывания, с использованием скорректированной для территории Дании британской кривой вековых вариаций геомагнитного поля, поскольку шлаковые блоки представляют собой яркий пример объектов, в которых остаточная намагниченность является TRM [1]. Однако из-за специфики шлаковых тел, таких как пористость, магнитная негетогенность и текстура наблюдалось значительное рассеяние направлений остаточной намагниченности в пределах одного блока. Поэтому датирование индивидуального шлакового блока нельзя

считать надежным, хотя статистическая обработка данных по нескольким шлаковым ямам в Snorupe позволила определить возраст не моложе 300 лет н.э. [1].

В данной работе сообщаются первые результаты детального комплексного исследования состава образцов ненарушенных древних шлаковых блоков из плавильных печей, вскрытых в юго-западной части Дании в районе Snogur'a (F), и Kragerup'a (K). Для определения железосодержащих минералов, которые дают вклад в суммарную намагниченность объектов, исследование образцов было проведено с помощью мессбауэровской спектроскопии, рентгеновской дифракции и термомагнитного анализа (ТМА). Как уже указывалось, плавильная печь состояла из глиняной шахты и находившейся снизу шлаковой ямы. В качестве исходного материала использовалась широко распространенная в исследуемых районах Дании болотная руда, которая, в основном, состоит из водной окиси железа $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ($\text{FeOOH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Руда закладывалась в глиняную шахту вместе с заранее подготовленным древесным углем. Горение древесного угля не только создавало необходимую для выплавки железа высокую температуру, но и восстановительную атмосферу, необходимую для процесса получения металлического железа из руды, за счет выделявшегося угарного газа CO. При этом расплавленный шлак стекал вниз в укрепленную глиной яму, где последовательно застывал. В целом физико-химический процесс получения железа из болотной руды представляет собой последовательность реакций в твердой фазе:



где в скобках указана валентность железа в каждом из соединений.

В принципе можно ожидать, что какие-то стадии этой цепочки превращений могут быть зафиксированы в составе реликтовых шлаков и восстановлены из детального определения фазового состава различных шлаков. Для реконструкции исторического процесса плавления, необходимо знать о таких важных условиях, как температура и летучесть кислорода в печи, а также скорость охлаждения продукта. Это может быть достигнуто качественным и количественным определением минеральных фаз и структуры шлаков. Затем, используя термодинамические данные и методы, развитые в геологии, можно сделать определенные выводы о параметрах процесса. Продукты отходов металлургии это сложная окисная система. В зависимости от определяющих окислов можно провести дифференциацию между силикатными и ферритными шлаками. Заключение о скорости охлаждения может быть сделано на основе качественного и количественного определения Fe-содержащих стекол в шлаках, что является преимуществом мессбауэровской спектроскопии, дающей информацию не только о кристаллических, но и об аморфных фазах. Рюффлер [6], исследуя спектры продуктов шлакообразования в современных плавильных печах и сопоставляя их с решетчатой структурой оливина, показал, что значительное количество стекла, содержащего Fe(II) и Fe(III) ионы образуется на стадии грануляции при быстром охлаждении порядка 300К/час. При скорости охлаждения шлаков 40 К/час образования стекла практически не происходит.

Мессбауэровские спектры измерялись на спектрометре с постоянным ускорением с источником $^{57}\text{Co}(\text{Rh})$ в геометрии прохождения при комнатной температуре и температуре жидкого азота в лаборатории кафедры физики твердого тела МГУ. Математическая обработка экспериментальных спектров проводилась

с использованием программного обеспечения UNIVEM MS с учетом инструментальной ширины линии поглощения ~ 0.27 мм/с. Калибровка скоростной шкалы проводилась по металлическому железу. Температурная зависимость $J_s(T)$ измерялась на магнитных весах Кюри в диапазоне температур 20-750°C в постоянном магнитном поле 0.45Т; зависимость $J_{rs}(T)$ в том же диапазоне температур была получена на термомагнитометре в экранированном пространстве после намагничивания образцов в магнитном поле 1.7 Тл (магнитометры конструкции Ю.К. Виноградова (ГО "Борок")). Измерения проводились в лаборатории магнетизма горных пород и палеомагнетизма Института физики Земли РАН. Рентгеновские порошковые дифрактограммы были получены на дифрактометре STOE B242 с Ge- монохроматором, выделяющим $K\alpha_1$ излучение Fe анода, дифрактограммы измерялись в интервале $2\Theta = 10-80$ град. в ГО «Борок».

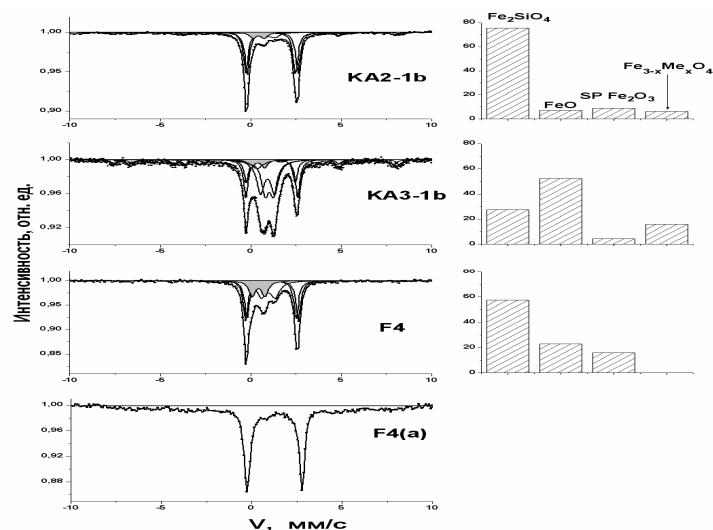


Рис. 1. Мессбауэровские спектры образцов из разных частей двух шлаковых блоков: KA2-1b, KA3-1b. Клагур, F4-Шогур, спектр F4(a) получен при 80К. Серым обозначен дублет от суперпарамагнитных частиц гематита.

Мессбауэровские спектры всех образцов имеют как схожие черты, так и различия. Они в основном представляют собой сумму нескольких парамагнитных дублетов от Fe^{2+} и Fe^{3+} -ионов разной интенсивности (рис. 1), иногда дополнительно проявляются слабоинтенсивные магнитно расщепленные секстеты (рис. 3 KA3-1b, KA2-1b). С помощью программы UNIVEM спектры были разложены на компоненты, и по их параметрам было определено, что основными железосодержащими минералами шлаков являются фаялит Fe_2SiO_4 – наиболее богатый железом оливин и вюстит- FeO . Их содержание варьирует от 26 до 75% для фаялита и от 7 до 46% для вюstitа. Спектры фаялита были разложены на 2 узких дублета с близкими параметрами и произвольным соотношением интенсивностей в соответствии с существованием 2-х структурных положений в решетке оливина M1 и M2 и невозможностью их надежного разрешения в спектрах, измеренных при комнатной температуре. Ширина линий дублета от FeO превышает инструментальную ширину (0.27 мм/с) в 2 раза, что соответствует опубликованным в литературе данным. Этот дублет в спектре образца KA3-1b, где он наиболее интенсивный, был разложен на 2 дублета синглет [7]. Дублет, закра-

шенный серым, может быть отнесен к ионам Fe^{3+} в составе суперпарамагнитных частиц гематита Fe_2O_3 с размерами < 13 nm или в составе стекла [6]. Низкотемпературные измерения (спектр F4a, рис.1) однозначно свидетельствуют в пользу первого предположения. На спектрах образцов шлаков из Клагур'a при комнатной температуре проявляются слабые магнитно-расщепленные компоненты, которые могут быть разложены на два секстета с широкими линиями ($\Delta T = 0.5$ мм/с). Значения эффективных магнитных полей соответствуют значениям полей для А и В-подрешеток магнетита, однако соотношение интенсивностей линий А и В секстетов, равное 0.96 (KA2-1b) и 1.21 (KA3-1b) не соответствует стехиометрическому магнетиту, для которого это отношение равно 0.5. Ширина линий секстетов и отношение их интенсивностей позволяет сделать вывод, что магнитно-расщепленная часть представлена замещенным магнетитом. Процентное содержание всех определенных фаз в каждом образце, вычисленное по отношению площадей соответствующих компонент спектров, отражено на рис. 1 справа в виде диаграмм. Основные выводы, которые можно с уверенностью сделать из анализа спектров, следующие: 1) шлаковые блоки из разных мест идентичны и состоят из силикатных шлаков, поскольку основным Fe-содержащим соединением в них является оливин (фаялит); 2) блоки негомогенны по составу, железосодержащие соединения в них представлены кроме фаялита оливином, вюститом, замещенным магнетитом и незначительным количеством суперпарамагнитного гематита; 3) соотношения этих фаз значительно различаются как в пределах одного блока, так и между разными блоками; 4) в шлаковых блоках практически не зафиксировано Fe-содержащих стекол; 5) максимальное содержание ферритмагнетика, (основного носителя магнитного сигнала), определенное из анализа спектров, не превышало 10%. Полученный из спектров состав железосодержащих шлаков значительно отличается от состава древних шлаков Японии, где основными минеральными фазами является ферропсевдобрुकит и ильменит, наряду с оливином и вюститом [9]. Это отличие в первую очередь определяется типом использованного для древнего производства железа природного материала. В Японии это в первую очередь широко распространенные титаномагнетитовые пески.

Рентгендифракционные исследования (рис. 2) подтверждают присутствие фаялита, как основной фазы, вюstitа и магнетита, слабые рефлексы которого не дают возможности корректной оценки параметра решетки. Кроме этого наблюдаются также слабые линии кварца. Вычисленные из дифрактограмм соотношения фаз подобны полученным из анализа мессбауэровских спектров. Отсутствие аморфного гало на дифрактограммах свидетельствует также как и спектры, об отсутствии стекла, а, следовательно, о медленной скорости охлаждения шлаков. Очевидно, медленная скорость охлаждения позволила зафиксировать в остывших шлаках различные стадии процесса плавки, что и является причиной различного соотношения фаз в образцах из разных частей одного блока. Шлаки, имеющие более низкую температуру плавления, значительно раньше удаляются из печи во время процесса плавки, в то время как, шлаки с более высокой температурой плавления остаются в печи. Это в свою очередь сказывается на составе застывших шлаков в верхней и нижней частях блоков. В частности, наиболее силикатный шлак F4 выбурен из основания шлакового блока.

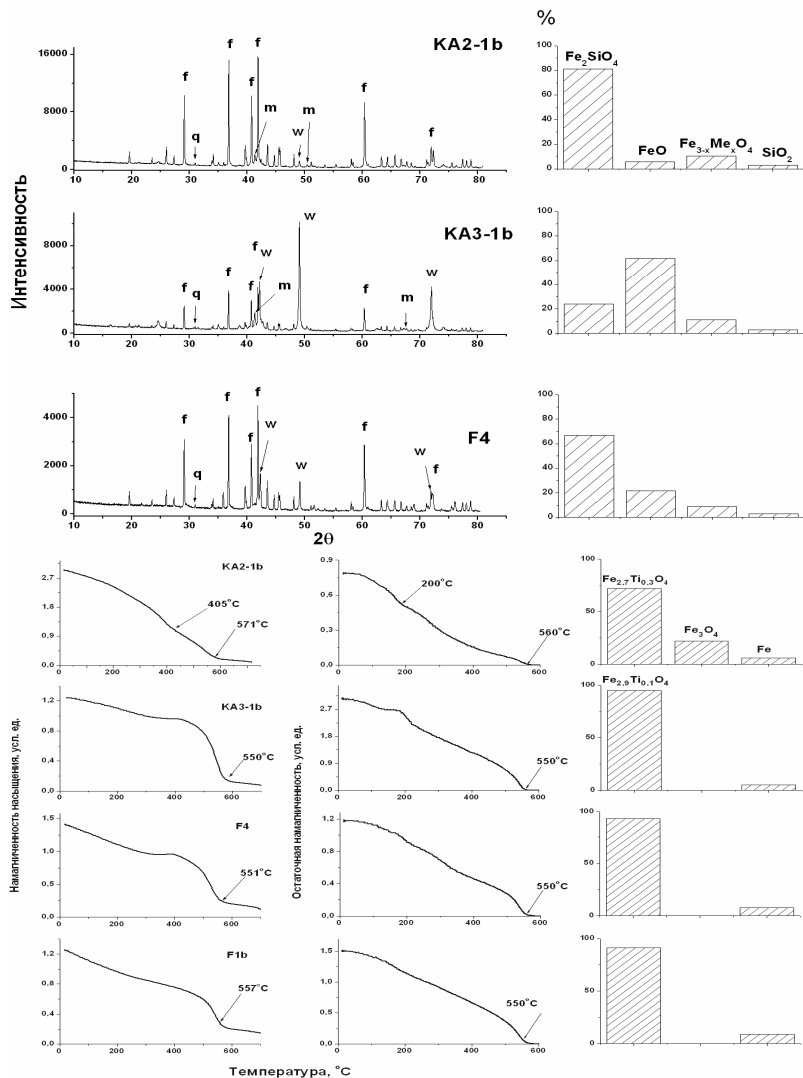


Рис. 2. Дифрактограммы образцов из двух шлаковых блоков: f-фаялит, w-вюстит, m-магнетит, q-кварц. Диаграммы представляют относительное содержание фаз, вычисленное по отношению.

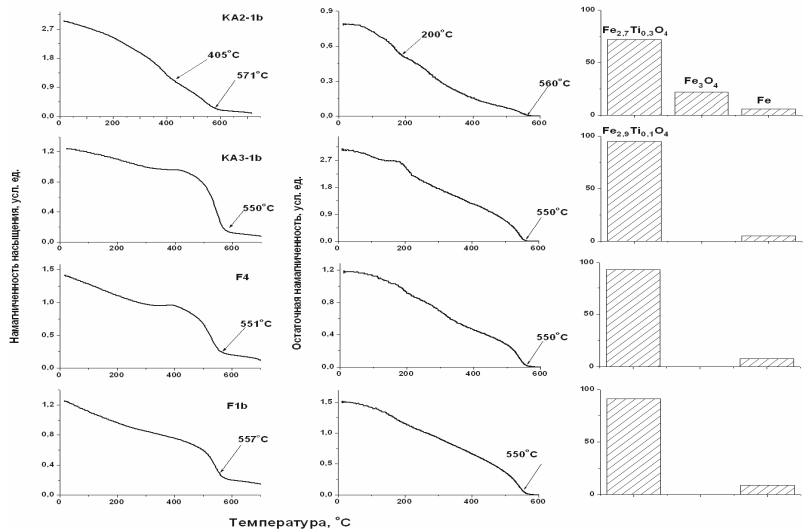


Рис. 3. Термомагнитные кривые образцов из шлаковых блоков. Левая колонка – $J_s(T)$, правая колонка – $J_{rs}(T)$. Диаграммы дают соотношение магнитных фаз.

Поскольку единственным ферромагнетиком, определенным двумя вышеописанными методами, является замещенный магнетит, то предполагалось, что термомагнитный анализ покажет однофазные кривые и позволит по температуре Кюри предположить состав замещенного магнетита. Термомагнитные кривые $J_s(T)$ и $J_{rs}(T)$ некоторых образцов шлаков приведены на рис. 3. Они также оказались неоднородными. На кривой образца KA2-1b есть точки перегиба при $T=405^\circ\text{C}$ и $T=571^\circ\text{C}$, что позволяет предположить наличие титаномагнетита и магнетита почти стехиометрического состава. При повторном нагревании наблюдается существенное уменьшение намагниченности насыщения ($J_2/J_1 \sim 0.1$) и исчезновение перегиба при $T=405^\circ\text{C}$. Это наиболее силикатный шлак из шлакового блока, вскрытого в Клагур'е, следовательно, он покинул печь на более ран-

ней стадии плавки, и титаномагнетит при остывании прошел стадию гетерогенного окисления. На кривых образцов F4 и KA3-1b в области температур $250-400^\circ\text{C}$ наблюдаются широкие пики, указывающие на возникновение новой магнитной фазы при лабораторном нагреве, при повторном нагревании этих образцов наблюдается исчезновение пиков и возрастание намагниченности насыщения в 2-3 раза. Поскольку в этих образцах обнаружено значительное количество вюстита, то пики на кривых относятся, очевидно, к его превращению. Температуры Кюри основной магнитной фазы, определенные по кривым $J_s(T)$ и $J_{rs}(T)$ порядка $550-560^\circ\text{C}$, они остаются неизменными и после повторного нагрева, следовательно, замещенный магнетит присутствует во всех образцах изначально, а также образуется при окислении вюстита. Совместный анализ магнитно-расщепленной компоненты в мессбауэровских спектрах, там, где это было возможно, и пониженных значений T_c магнитной фазы позволил диагностировать ее как титаномагнетит с небольшим содержанием Ti. Предполагаемый состав титаномагнетита- $\text{Fe}_{(2.9-2.7)}\text{Ti}_{(0.1-0.3)}\text{O}_4$. Титаномагнетитовая руда, таким образом, могла быть использована дополнительно к болотной руде в качестве источника для получения чистого железа. Поскольку стехиометрического магнетита при лабораторных нагревах в большинстве исследованных образцов не получено, то, очевидно, вюстит, обнаруженный в шлаках, не является чисто железистым, а также замещенным титаном- $\text{Fe}_{1-x}\text{Ti}_x\text{O}$. Его значительное присутствие в образце KA3-1b, и существенно меньшее в образце KA2-1b (рис. 1), свидетельствует об отсутствии вторичного прогрева в этой части блока, а во-вторых, ясно показывает различие в стадиях процесса плавки и удаления шлака из печи, зафиксированных в его разных частях. Это, очевидно, создает магнитную неоднородность и является причиной рассеяния векторов в шлаковых блоках, отмеченного в [1]. Следующей особенностью кривых $J_s(T)$ является тот факт, что после 700°C часть намагниченности остается, что говорит о наличии в образцах металлического железа, имеющего температуру Кюри 770°C . На кривых повторного нагрева следов металлического железа нет, следовательно, оно все окисляется. На кривых $J_{rs}(T)$ металлическое железо не проявляется, поскольку является магнитомягким и не имеет остаточной намагниченности. Таким образом, термомагнитный анализ дал дополнительную информацию о составе шлаков и выявил присутствие в них металлического железа. Его вклад в общую намагниченность насыщения, рассчитанный в первом приближении из термомагнитных кривых порядка 10%, однако, судя по отсутствию железа на спектрах и дифрактограммах, его общая концентрация в шлаках менее 2%, что говорит о хорошей степени очистки в процессе производства железа в печах данной конструкции.

Таким образом, полный фазовый состав гетерогенных шлаков может быть определен только совместным анализом данных всех трех примененных методов. Шлаковые блоки состоят из следующих железосодержащих соединений, представленных в различных соотношениях в зависимости от этапа процесса плавления, зафиксированного в них: кварц + фаялит (Fe_2SiO_4) + замещенный вюстит ($\text{Fe}_{1-x}\text{Ti}_x\text{O}$) + суперпарамагнитный гематит + низкотитанистый титаномагнетит ($\text{Fe}_{(2.9-2.7)}\text{Ti}_{(0.1-0.3)}\text{O}_4$) + стехиометрический магнетит + металлическое железо. Вклад этих фаз в общий, измеряемый в поле магнитный сигнал, разли-

чен: для МР значительным вкладом в аномалии обладает металлическое железо за счет высокой удельной намагниченности; носителями NRM (TRM) являются только титаномагнетит и магнетит. Различие в относительном количестве выявленных фаз в разных образцах указывает на их принадлежность к последовательным стадиям процесса выплавки металла. В частности, фаялит мог образоваться на шлакообразующей стадии при высоких температурах (~1300°C) за счет взаимодействия FeO с глинистыми стенами плавильной ямы [10] и раньше покинуть печь. Присутствие вюстита указывает на восстановительную атмосферу, существовавшую в плавильной печи, что возможно при достаточном количестве CO, образующегося при горении древесного угля. Сохранность значительного количества закиси железа, которая, как известно, нестабильна и на воздухе легко окисляется до магнетита при 250-400°C, а затем до гематита, показывает, что данные шлаки не проходили повторного нагрева, а, следовательно, несут в себе практически первичную информацию о древнем процессе плавки в данном регионе. Отсутствие стекла свидетельствует об относительно медленном охлаждении (~40 К/час [6]) шлака. На основании полученного фазового состава шлаков можно построить схему процесса плавки и оценить летучесть кислорода в печи, используя известную изобарическую диаграмму T-log (f_{O2}) для системы Fe-O-SiO₂ [6], где область стабильности сверху ограничена линией оливин-кварц-магнетит, а снизу парагенезисом оливин-кварц-железо. Предварительные оценки дают область f_{O2} 10⁻¹²-10⁻¹⁴ атм. Более строгие расчеты на основе полученного фазового состава и рассчитанного из мессбауэровских спектров суммарного соотношения Fe²⁺/Fe³⁺ позволят скорректировать параметры процесса. Аналогичные оценки летучести кислорода в древних японских плавильных печах дали интервал величин 10^{-11.6}-10^{-12.6} атм. на основе рассмотрения реакций превращения ульвошинели в ильменит и ильменита в ферропсевдобрुकит при температуре 1300°C. Близость полученных областей летучести кислорода в плавильных печах Дании и Японии указывает на подобие типов железоплавильного древнего производства в разных точках Земного шара, несмотря на явное различие в исходном сырье.

1. *Abrahamsen N., Jacobsen B.H., Koppelt U., De Lasson P., Smekalova T. & Voss O.* Archeomagnetic Investigations of Iron Age Slags in Denmark // *Archaeol. Prospect.* 2003. 10. 91-100
2. *Abrahamsen N.* Arkæomagnetisme og Jernalderslagge. *Kuml*1965:115-132
3. *Smekalova T., Voss Olfert, Smekalov S.* Magnetic survey for archeology. Saint Petersburg: Publishing house of Polytechnic University. 2005. 68.
4. *Abrahamsen N., Jacobsen B.H., Koppelt U., De Lasson P., Smekalova T. & Voss O.* *Archaeol. Prospect.* 10, 91-100 (2003)
5. *Gram-Jensen M., Abrahamsen N. & Chauvin A.* Archeomagnetic Intensity in Denmark // *Phys. Chem. Earth(A)*. 2000. 25. No. 5. 525-531
6. *Ruffler R.* Three thousand years of copper metallurgy- seen through the eyes of mossbauer spectroscopy. *Hyperfine Interactions* 1991, 67, 473-482
7. *Ericsson T. & Fillipidis A.* *Am. Mineralogist*, 1986, 71, 1502
8. *Johnson P.* Mossbauer study of the local environment of 57Fe in FeO. *Solid State Communications* 1969, 7, 1785-1788
9. *Nakanishi A.* Mossbauer study of ancient iron smelting slag in Japan// *Hyperfine Interact.* 2008, 186, 135-139
10. *Малинова Р., Малина Я.* Прыжок в прошлое: Эксперимент раскрывает тайны древних эпох. Пер. с чеш. – М.; Мысль, 1988

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД ВЕРХОЛЕНСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО-ПОЗДНЕГО КЕМБРИЯ (ВЕРХНЕЕ ТЕЧЕНИЕ Р. ЛЕНА)

В.П. Апарин¹, М.З. Хузин¹, К.М. Константинов^{1,2}, И.К. Константинов^{1,3}

¹*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, (palmag@crust.irk.ru);*
²*Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», Мирный, (konstantinov@cnigri.alrosa-mir.ru);*
³*Иркутский государственный университет, Иркутск*

Развитие современной геодинимических представлений о развитии земной коры требует от палеомагнитных исследований надежных определений полюсов. Как известно многие палеомагнитные полюсы в настоящее время не удовлетворяют критериям надежности по ряду моментов из-за отсутствия:

- магнито-минералогических исследований;
- пошаговых размагничиваний переменным магнитным полем и температурой;
- полевых тестов.

Решение задачи по уточнению палеомагнитного полюса Сибирской платформы начала фанерозойского этапа является одной из приоритетных для экстраполяции ее траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) в неопротерозой. От этого зависят наши представления не только о ее палеогеографическом положении, но и понимание общей картины внутренней структуры существовавших суперконтинентов. В настоящее время приняты разные модели ТКМП Сибири для фанерозойского периода [1 – 3], на основе которых проводятся палеомагнитные реконструкции. После отметки 500 млн. лет рассматриваются два варианта трассирования ТКМП Сибири, зависящих от выбора полярности магнитного поля Земли:

- 1 – через Тихий океан к Калифорнии («Американская» модель)
- 2 – через Индийский к Мадагаскару («Индийская» модель)

Палеомагнитные исследования пород верхоленской свиты среднего-позднего кембрия проводились ВНИГРИ (г. Санкт-Петербург) и ВСНИИГГиМСом (г. Иркутск) более 30 лет назад в бассейне р. Лена (ниже г. Киренск). В принципе, палеомагнитный полюс для этого времени имеет хорошие статистические показатели, однако результаты получены, главным образом, по временным чисткам (выдерживание образцов по и против геомагнитного поля в течение продолжительного времени).

Цель наших исследований заключалась:

1. В получении палеомагнитных данных по ранее не изучавшимся объектам верхнего течения р. Лена;
2. Проведения петромагнитных исследования отвечающим современным требованиям.

С этой целью вдоль автомобильной трассы Жигалово-Качуг проведен отбор ориентированных образцов из красноцветных пород (алевролиты, песчаники, мергели) верхоленской свиты среднего-позднего кембрия. Всего на 8 обнажениях было отобрано около 160 штучков, из которых выпилено примерно 500 кубиков с ребром 0.02 м. Исследования выполнялись в Палеомагнитной

лаборатории ИЗК СО РАН (г. Иркутск) и Специализированной партии петрофизических исследований Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА». Комплекс петромагнитных исследований включал магнито-минералогический (изучение анизотропии магнитной восприимчивости, коэрцитивных спектров и точек Кюри) и палеомагнитный (изучение компонентного состава векторов естественной остаточной намагниченности (ЕОН)) методы.

Исследования анизотропии магнитной восприимчивости [4] свидетельствуют, что изученные образования претерпели относительно слабые эпигенетические изменения (рис. 1А): малые оси эллипса анизотропии заметно отклонены от вертикали, а параметр формы близок к диску ($T=0.547$). В то же время уточненная степень анизотропии ($P^2 < 3\%$) и плоскостная анизотропии преобладает над линейной ($F=1.017 > L=1.005$).

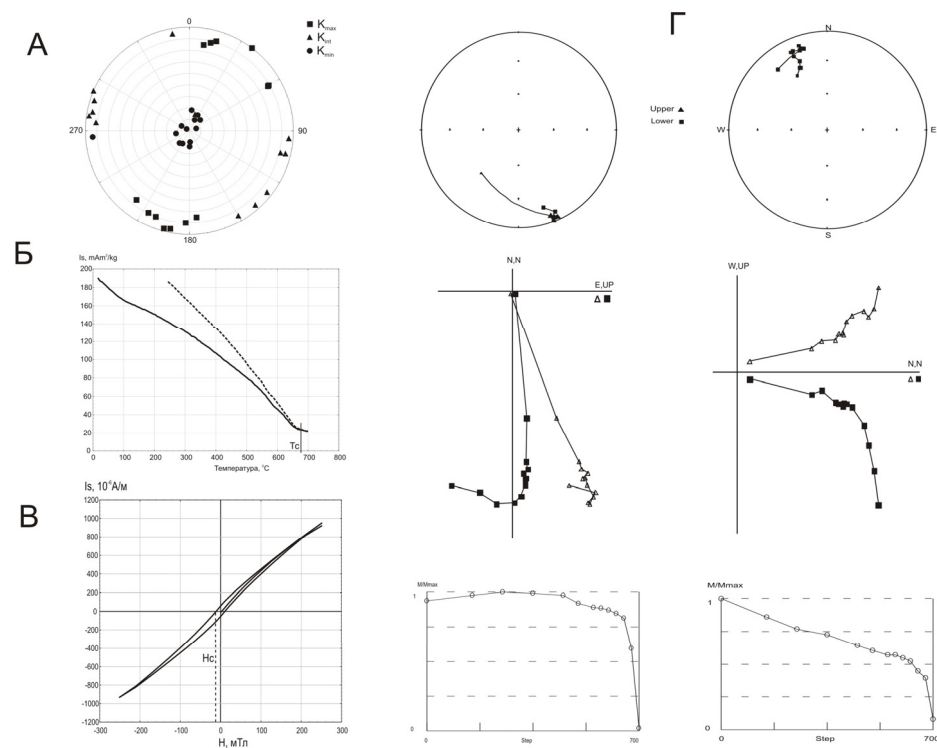


Рис. 1. Лабораторные исследования алевропесчаников верхоленской свиты. **А** – стереограмма анизотропии магнитной восприимчивости, **Б** – термомагнитограмма (сплошная/пунктирная линия – процесс нагрев/охлаждение), **В** – петля гистерезиса намагниченности насыщения, **Г** – изучение компонентного состава векторов ЕОН (вверху – стереограммы, в середине – диаграммы Зийдверльда и внизу – нормированные графики зависимости ЕОН от температуры).

Магнито-минералогические исследования показали, что основным носителем векторов ЕОН является гематит с точкой Кюри 675 °С (рис. 1Б). Присутствие гематита подтверждают характерные коэрцитивные спектры (характеристики гистерезиса): насыщение намагниченности в полях до 300 мТл не достигается (рис. 1В). Этот эффект характерен для зерен гематита, которые как известно относятся

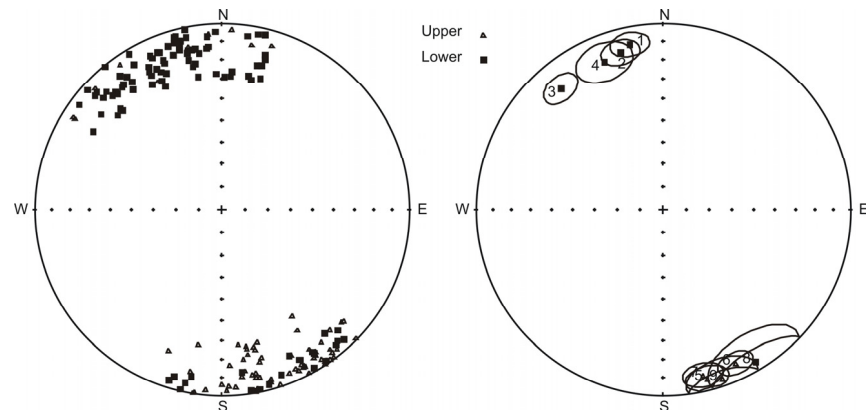
к однодоменным частицам. Коэрцитивная сила разрушения остаточной намагниченности составляет около 100 мТл, что свидетельствует о магнито жестких свойствах и, следовательно, о хорошей магнитной памяти данного минерала.

Палеомагнитные исследования проведены с использованием рок-генераторов JR-4 и JR-5а, установок размагничивания переменным магнитным полем и температурой, помещенных в комнату магнитного вакуума (по типу колец Гельмгольца или клетки Вильсона). Размагничивание образцов переменным магнитным полем оказалась не эффективным, так как напряженности поля 1000 эрстед не хватает для разрушения вязких компонент намагниченности. Блокирующие температуры, как правило составляют 700°С (рис. 1Г), что так же подтверждает наличие гематита в качестве основного носителя характеристической ЕОН в алевропесчаниках. В результате проведения палеомагнитных исследований алевропесчаников, доказано наличие в них двух компонент векторов ЕОН вязкой (низко-) и первичной (высокотемпературной) природы (рис. 1Г). Для последней характерно две полярности (рис. 2): в обн. 1 установлена положительная (N) полярность в нижней и верхней частях разреза; в обн. 2 – положительная (N) полярность; в обн. 3-5 – только отрицательная (R) полярность; в обн. 6 – две полярности, внизу N, а сверху R; в обн. 7 – частое чередование полярностей.

Анализ векторов характеристической ЕОН показал, что породы верхоленской свиты содержат две антиподальные группировки: I – N=84 обр., $D_{cp}=159^\circ$, $J_{cp}=-5^\circ$, $k=76.2$, $\alpha_{95}=8.8^\circ$; II – N=86 обр., $D_{cp}=338^\circ$, $J_{cp}=14^\circ$, $k=41.6$, $\alpha_{95}=14.4^\circ$, сформировавшиеся в эпохи прямой и обратной полярности магнитного поля Земли в процессе осадконакопления (табл.). Этот факт в сочетании магнито-минералогическими данными служит доказательством их первичной природы.

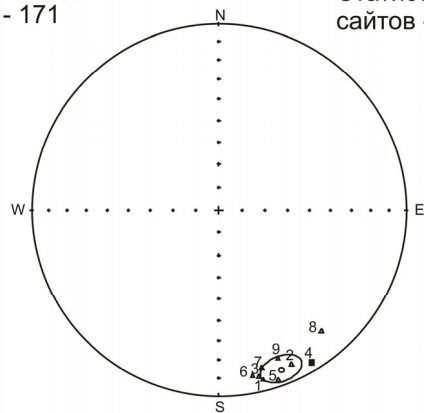
По 9 сайтам рассчитан виртуальный палеомагнитный полюс: широта $\Phi=-37$, долгота $\Lambda=132$, овалы доверия с вероятностью 95% $dp/dm=3.7/7.3$ (табл.), который достаточно хорошо совпадает с ТКМП Сибири в точке 515±3 млн. лет (рис. 3А).

Палеомагнитная реконструкция Сибирской платформы (рис. 3 Б), выполненная на этот момент формирования пород верхоленской свиты, свидетельствует о ее положении от экватора до 25° ю. ш. Причем ее южная (в современных географических координатах) граница была развернута к северу. Наши объекты исследований располагались на широтах примерно -5°. Исходя из такого палеографического положения Сибирской платформы в позднем кембрии, согласно принципу минимизации, наиболее вероятным вариантом экстраполяции ТКМП в неопротерозойский период является «Индийская» модель [5]. Согласно такой интерпретации, Сибирская платформа в рифее–венде располагалась в приэкваториальном поясе и разворачивалась по часовой стрелке [6]. В противном случае («Американская» модель), Сибирскую платформу в нижнем кембрии–венде пришлось бы развернуть на 150° по часовой стрелке и переместить по широте примерно на 10° к северу, что должно быть выражено более мощными тектоническими процессами, чем это установлено геологическими данными.



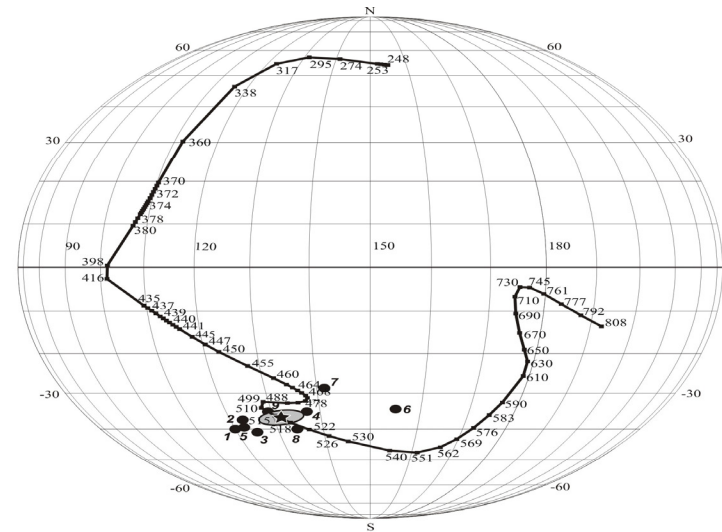
Статистика на уровне образцов - 171

Статистика на уровне сайтов - 9



Статистика на уровне сайтов - 9, приведенная к одной полярности

Рис. 2. Распределение векторов характеристической ЕОН алевропесчаников верхоленской свиты, верхнее течение р. Лена. Кружки – средние направления группировок векторов ЕОН, эллипсы – овалы доверия с вероятностью 95%.



0 в.д.

30 в.д.

60 в.д.

30 с.ш.

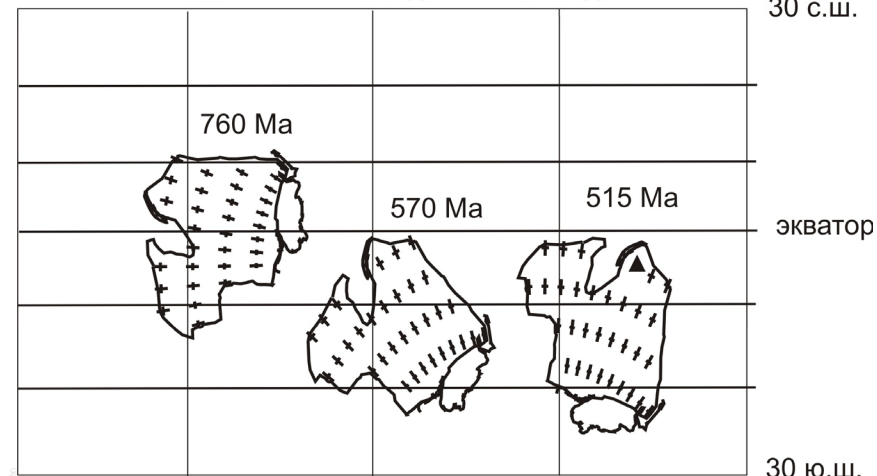


Рис. 3. ТКМП (А) [3] и палеогеографические положения Сибирской платформы в позднем рифее – кембрии (Б). Цифры – возраст в млн. лет, звездочка – виртуальный палеомагнитный полюс верхоленской свиты (настоящие исследования), эллипс – овал доверия с вероятностью 95%, кружки – палеомагнитные полюсы по сайтам (согласно номерам табл.), треугольник – район работ.

Таблица. Палеомагнитные направления и полюсы пород верхоленской свиты (верхнее течение р. Лена)

№	Обнажение	N/R	n	Dcp, °	Jcp, °	к, ед. СИ	α_{95} , °	Φ , °	Λ , °	dp/dm, °	fm, °
1	1	N	27	349	10	18.0	6.7	-40	120	3.4/6.8	-5
2	1	R	29	166	-6	14.9	7.2	-37	123	3.6/7.2	-3
3	2	N	22	345	13	21.6	6.8	-41	125	3.5/6.9	-7
4	3	R	19	155	-9	29.8	6.2	-36	137	3.2/6.3	-5
5	4	R	14	167	-9	35.6	6.8	-39	122	3.5/6.9	-5
6	6	N	15	320	16	32.8	6.8	-34	155	3.6/7.0	-8
7	6	R	8	149	5	12.6	16.3	-28	141	8.2/16.3	3
8	7	N	22	338	15	10.0	10.3	-40	135	5.4/10.6	-8
9	7	R	14	161	-4	12.3	11.8	-35	129	5.9/11.8	-2
10	Сводное по N		4s	338	14	41.6	14.4	-39	134	7.5/14.7	-7
11	Сводное по R		5s	159	-5	76.2	8.8	-35	132	4.4/8.8	-3
12	СВОДНОЕ		9s	159	-9	52.3	7.2	-37	132	3.7/7.3	-5

n – количество образцов, участвующих в статистике. **N/R** – прямая/обратная полярность векторов ЕОН; **s** – статистика на уровне сайтов. 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**.

1. *Палеомагнитология*. Авт.: Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П. Под ред. Храмова А.Н. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.
2. *Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995, 298 с.
3. *Smethurst, M.A., Khramov, A.N., Torsvik, T.H. 1998.* The Neoproterozoic and Palaeozoic palaeomagnetic data for the Siberian Platform: From Rodinia to Pangea. Earth-Science Reviews, v. 43, p. 1-24.
4. *Tarling D.H., Hrouda F.* The magnetic anisotropy of rocks. London, Chapman&Hall, 1993, 217 p.
5. *Kravchinsky V.A., K.M. Konstantinov, J.-P. Cogne.* Paleomagnetic study of the Vendian - Early Cambrian aged rocks of South Siberia and Central Mongolia: Was the Siberian platform assembled at this time? Precambrian Research, 2001, p. 61-92.
6. *Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Станевич А.М., Диденко А.Н., Бибикина Е.В., Водовозов В.Ю., Казанский А.Ю., Кирилова Т.И., Козаков И.К., Константинов К.М., Кочнев Б.Б., Метелкин Д.В., Ота Т., Немеров В.К., Постников А.А., Юлдашев А.А., Пономарчук В.А.* Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Науч. ред. Е.В.Скляров; Рос. Акад. Наук, Сиб. отд-ние, Ин-т земной коры и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. – 367 с. – (Интеграционные проекты СО РАН; Вып.11).

О МАГНИТНОМ МЕТОДЕ ИЗМЕРЕНИЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЙ

Л.Л. Афремов, Ю.В. Кириенко

Дальневосточный государственный университет, Владивосток, (afremov@mail.dvgu.ru)

Экспериментальные исследования влияния одноосного механического воздействия на магнитные характеристики естественных и искусственных материалов (например, [1–5]) позволяют выделить следующие характерные особенности:

1. Согласно [1; 2], в пределах упругих деформаций ($-\sigma_T \leq \sigma \leq \sigma_T$), увеличение растяжения приводит к росту начальной восприимчивости (проницаемости) и остаточной намагниченности насыщения до максимума и последующему спаду до некоторого предела. Сжатие монотонно уменьшает обе характеристики до значений, существенно меньших предельных значений при $\sigma = \sigma_T$. При упругом растяжении коэрцитивная сила вначале уменьшается до небольшого по величине минимума, а затем монотонно возрастает до $H_c(\sigma_T)$, в то время как упругое сжатие приводит к монотонному увеличению до $H_c(-\sigma_T) > H_c(\sigma_T)$.

2. Магнитные характеристики пластически деформированных материалов существенно зависят от того, находятся ли они в нагруженном, либо в разгруженном состоянии (см., например, [1; 2]). Так с ростом растягивающей пластической деформации начальная восприимчивость и остаточная намагниченность насыщения стали уменьшаются, а коэрцитивная сила увеличивается. Причем как в нагруженном, так и в разгруженном состоянии эти характеристики слабо зависят от σ , за исключением области малых пластических деформаций, в которой, в разгруженном состоянии они меняются достаточно быстро [2].

3. С ростом предварительных пластических деформаций стали, положение максимума σ_{max} на кривой зависимости остаточной намагниченности насыщения от упругих напряжений, практически совпадающее с положением минимума σ_{min} на подобной кривой зависимости коэрцитивной силы, смещается в область больших значений [3; 4].

Сформулированные выше закономерности хорошо описываются в рамках теории смещения доменных границ [1–6], одним из следствий которой является вывод о том, что положение максимума на кривых $I_T(\sigma)$ и $\chi(\sigma)$ определяются остаточными напряжениями: $\sigma_{max} = \sigma_T$. Нами будет показано, что детальное объяснение отмеченных закономерностей влияния механических воздействий на начальную восприимчивость и гистерезисные характеристики материалов, магнитные свойства которых представлены однодоменными или близкими к ним по размерам частицами, может быть получено и на основе механизма вращения магнитного момента частицы.

Воспользуемся следующей моделью: рассматривается система включенных в немагнитную матрицу N однодоменных невзаимодействующих частиц, имеющих форму вытянутых эллипсоидов вращения, длинные оси которых распределены хаотически. Ось кристаллографической анизотропии каждой частицы совпадает с длинной осью эллипсоида, а одноосные напряжения приложены под углом β к оси анизотропии. Кроме того, полагается, что выполняются условия магнитной одноосности для кристаллографически многоосных частиц [7].

Во внешнем магнитном поле H , параллельном оси напряжений, магнитный момент частицы отклоняется от эффективной оси на угол α , который можно определить из условия равновесия:

$$dF/d\alpha = KI_2^2(\cos\alpha \sin\alpha - h_1 \cos\alpha + h_2 \sin\alpha) = 0, \quad (1)$$

где F – свободная энергия магнитного момента частицы:

$$F = F(I_2^2) - \frac{1}{2}KI_2^2 \cos 2\alpha - HI_2 \cos(\beta - \alpha - \gamma), \quad (2)$$

K – эффективная константа анизотропии, γ – угол между длинной осью и осью эффективной анизотропии:

$$K = k \sqrt{\left(1 + \frac{\Lambda_1 \sigma}{k} \cos 2\beta\right)^2 + \left(\frac{\Lambda_2 \sigma}{k} \sin 2\beta\right)^2}, \quad \gamma = \frac{1}{2} \arctan \frac{\Lambda_2 \sin 2\beta}{k + \Lambda_1 \cos 2\beta}, \quad (3)$$

$$\Lambda_2 = \begin{cases} (\lambda_1 - \lambda_2)/I_2^2 \\ 3\lambda_{100}/I_2^2 \end{cases}, \quad \Lambda_1 = \begin{cases} \lambda_4/I_2^2 \\ 3\lambda_{111}/I_2^2 \end{cases}, \quad k = \begin{cases} k_N + |k_A| + (\lambda_1 - \lambda_2)\sigma/I_2^2 \\ k_N + |k_A| \end{cases}, \quad (4)$$

в верхней строчке формулы (4) представлены константы одноосного, в нижней – многоосного кристалла кубической симметрии, k_A и k_N – безразмерные константы кристаллографической и анизотропии формы соответственно, $\lambda_1, \dots, \lambda_4$ и $\lambda_{100}, \lambda_{111}$ – константы магнитоэлектрики, I_2 – спонтанная намагниченность, положительным значениям σ соответствуют растягивающие, отрицательным – сжимающие напряжения,

$$h_1 = \frac{h \sin(\beta - \gamma)}{\sqrt{\left(1 + \frac{\Lambda_1 \sigma}{k} \cos 2\beta\right)^2 + \left(\frac{\Lambda_2 \sigma}{k} \sin 2\beta\right)^2}}, \quad h_2 = \frac{h \cos(\beta - \gamma)}{\sqrt{\left(1 + \frac{\Lambda_1 \sigma}{k} \cos 2\beta\right)^2 + \left(\frac{\Lambda_2 \sigma}{k} \sin 2\beta\right)^2}}, \quad h = \frac{H}{kI_2},$$

Дальнейший анализ плотности свободной энергии (2) показывает, что при $h_1^2 + h_2^2 < 1$ возможны два равновесных состояния: устойчивое для $0 \leq \alpha_0 < \pi/2$ и метастабильное для $\pi/2 \leq \alpha_\pi < \pi$. В области $h_1^2 + h_2^2 \geq 1$ реализуется лишь первое состояние. Кривая

$$h(\beta, \sigma) = \frac{K}{k \left[(\cos \beta)^{\frac{2}{3}} + (\sin \beta)^{\frac{2}{3}} \right]^{\frac{3}{2}}} \quad (5)$$

делит представленную на рис. 1 фазовую диаграмму $\{h_1, h_2\}$ на две области: внутренняя соответствует двум, а внешняя – одному равновесному состоянию.

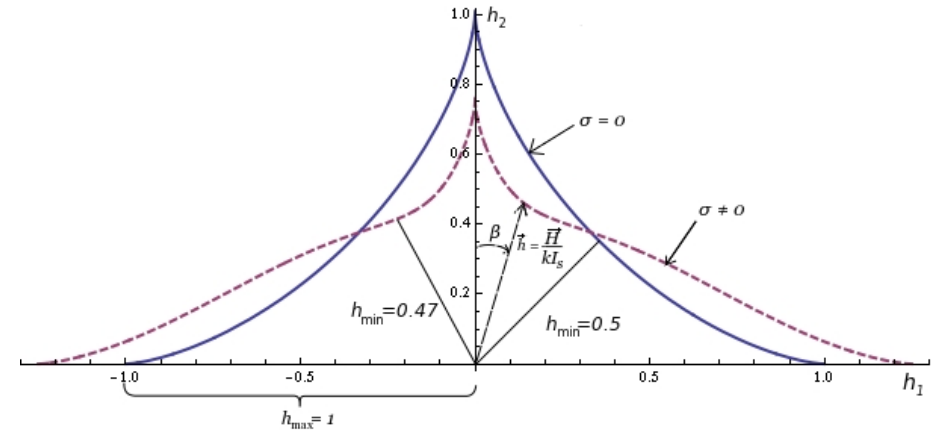


Рис. 1. Диаграмма устойчивых и метастабильных состояний магнитного момента частицы

Очевидно, что намагничивание системы частиц в поле $0 \leq h < h_{\min}(\sigma)$ ($h_{\min}(\sigma)$ – поле, ниже которого возможны только два равновесных состояния (рис. 1), должно осуществляться за счет поворота магнитного момента частицы к направлению магнитного поля независимо от того, находится ли он в устойчивом, либо метастабильном состоянии. В интервале $h_{\min}(\sigma) \leq h \leq h_{\max}(\sigma)$ ($h_{\max}(\sigma)$ – поле, выше которого реализуется лишь одно равновесное состояние (рис. 1), происходит не только поворот, но и переход магнитных моментов из метастабильного состояния в устойчивое, что должно привести к существенному увеличению намагниченности. И, наконец, при $h > h_{\max}(\sigma)$ процесс намагничивания реализуется за счет приближения магнитных моментов частиц к направлению магнитного поля – кривая выходит на насыщение.

Воспользовавшись выражениями для начальной восприимчивости

$$\chi(\sigma) = \frac{3}{2} \chi_0 \int_0^{\pi/2} \alpha_0 \sin(\beta - \gamma) \sin \beta d\beta \quad (6)$$

и остаточной намагниченности насыщения

$$I_{rs} = cI_2 \int_0^{\pi/2} \cos(\beta - \gamma) \sin \beta d\beta, \quad (7)$$

можно построить зависимость χ и I_{rs} от механических напряжений (рис. 2). Здесь $\chi_0 = 2c/3k$ – начальная восприимчивость в отсутствии напряжений, $\alpha_0 \approx h_1 \ll 1$ – приближенное решение уравнения (1), c – объемная концентрация магнетика.

Увеличение восприимчивости и остаточной намагниченности с ростом растяжения (рис. 2) вплоть до $\sigma_m = k/\Lambda_1$ связано с поворотом эффективной оси (см. выражение (3)) к направлению магнитного поля. При $\sigma \geq k/\Lambda_1$ эффективные оси частиц с $0 < \beta < \pi/4$ ориентируются по отношению к полю H под углом $\delta = \beta - \gamma \leq \pi/4$, а оси частиц с $\pi/4 < \beta < \pi/2$ – под углом $\delta > \pi/4$: восприимчивость и остаточная намагниченность достигают максимума. Дальнейшее

увеличение растяжения приведет к увеличению β для частиц с $\pi/4 < \beta < \pi/2$ соответствует уменьшению проекции намагниченности a , следовательно, и рассматриваемых характеристик. Рост сжатия приводит к увеличению угла между эффективной осью и магнитным полем и, соответственно, уменьшению как восприимчивости, так и остаточной намагниченности насыщения. Описанные особенности теоретических кривых $\chi(\sigma)$ и $I_{RS}(\sigma)$ качественно согласуются с экспериментальными [1; 2].

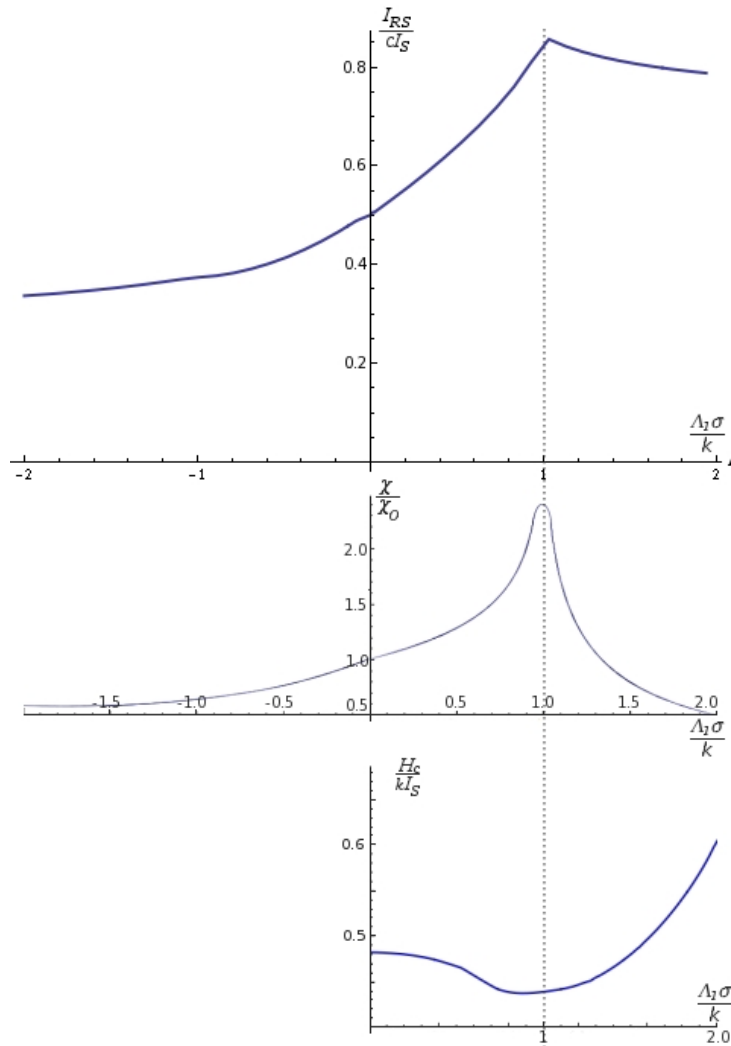


Рис 2. График зависимости остаточной намагниченности насыщения, начальной восприимчивости и коэрцитивной силы от напряжений.

Отметим также, что немонотонность поведения коэрцитивной силы связана с зависимостью индивидуальной коэрцитивной силы перемагничивания H_c части-

цы от механических напряжений. Действительно, воспользовавшись выражением (5), получаем, что индивидуальная коэрцитивная сила достигает минимума

$$H_{c \min} = kI_S \frac{|p \sin 2\beta|}{\left[(\cos \beta)^{\frac{2}{3}} + (\sin \beta)^{\frac{2}{3}} \right]^{3/2} \sqrt{\cos^2 2\beta + p^2 \sin^2 2\beta}} \quad (8)$$

при

$$\sigma_{\min} = -\frac{k \cos 2\beta}{\Lambda_1 (\cos^2 2\beta + p^2 \sin^2 2\beta)}, \quad p = \frac{\Lambda_1}{\Lambda_2} \quad (9)$$

Сравнивая соотношение (8), определяющее положение минимума индивидуальной коэрцитивной силы σ_{\min} с выражением для положения максимума остаточной намагниченности насыщения и начальной восприимчивости $\sigma_{\max} = -k \cos 2\beta / \Lambda_1$, нетрудно заметить, что для материалов, магнитоотрицательных, следует равенство $\sigma_{\max} = \sigma_{\min}$. Эксперименты на образцах сталей [4], константы магнитоотрицательности которых одинаковы, подтверждают данное соотношение.

В рамках используемой в данной работе модели, влияние пластических деформаций на процесс намагничивания в нагруженном состоянии качественно не отличается от влияния упругих деформаций, в то время как в разгруженном состоянии намагничивание в областях упругих и пластических напряжений существенно различается. В разгруженном после пластических деформаций состоянии частицы находятся в поле одноосных остаточных напряжений σ_r , которые приводят одноосной магнитной анизотропии с константой $k_r = \Lambda_1 \sigma_r$. В присутствии внешних напряжений, приложенных в направлении σ_r , индивидуальная коэрцитивная сила H_c определяется эффективной константой анизотропии (см. [7])

$K = \sqrt{k_r^2 + 2k_r K_1 \cos(2\beta - \Psi_0) + K_1^2}$, где K_1 и Ψ_0 – задаются формулами (3), а положение эффективной оси:

$$\gamma = \frac{1}{2} \arctan \frac{(k_r + \Lambda_2 \sigma) \sin 2\beta}{k + (k_r + \Lambda_1 \sigma) \cos 2\beta} \quad (10)$$

В этом случае положение минимума индивидуальной коэрцитивной силы

$$\sigma_{\min} = -\frac{k_r + k \cos 2\beta}{\Lambda_1 (\cos^2 2\beta + p^2 \sin^2 2\beta)} = -\frac{\sigma_r + \frac{k}{\Lambda_1} \cos 2\beta}{\cos^2 2\beta + p^2 \sin^2 2\beta} \quad (11)$$

и ее минимальное значение

$$H_{c \min} = kI_S \frac{|p \sin 2\beta| \sqrt{p^2 - (p^2 - 1)(\cos^2 2\beta + p^2 \sin^2 2\beta)} k_r}{p \left[(\cos \beta)^{\frac{2}{3}} + (\sin \beta)^{\frac{2}{3}} \right]^{3/2} \sqrt{\cos^2 2\beta + p^2 \sin^2 2\beta}} \quad (12)$$

зависят от остаточных напряжений. Причем если σ_{\min} должно возрастать (па-

дать) с увеличением сжимающих (растягивающих) остаточных напряжений, то зависимость $H_0 \min$ от σ_r определяется отношением констант магнитострикции p . Так при $p = 1$ выражение (12) переходит в (8). Если $p > 1$, то с ростом остаточных напряжений минимальное значение индивидуального критического поля ведет себя подобно σ_{\min} , и обратным образом при $p < 1$.

Положение максимума начальной восприимчивости и остаточной намагниченности насыщения можно определить из выражения (10):

$$\sigma_{\max} = -\frac{k_r + k \cos 2\beta}{\Lambda_2} = -\sigma_r - \frac{k}{\Lambda_2} \cos 2\beta. \quad (13)$$

Также как и в отсутствии остаточных напряжений, при $p = 1$ положение минимума H_0 (11) совпадает с положением максимума $\chi(\sigma)$ и $I_{T2}(\sigma)$: $\sigma_{\min} = \sigma_{\max}$.

Воспользовавшись достаточно обоснованной гипотезой Кулеева с соавторами [2; 3] о сжимающих остаточных напряжениях, возникающих при растягивающих пластических деформациях, можно объяснить описанные выше закономерности. Действительно, резкое уменьшение начальной восприимчивости и остаточной намагниченности насыщения при увеличении коэрцитивной силы в разгруженном состоянии по сравнению с поведением этих характеристик в нагруженном [2] связано с действием сжимающих остаточных напряжений (рис. 2) в разгруженном состоянии, в отличие от растягивающих (рис. 2) – в нагруженном.

Смещение в область больших значений положения максимума на кривой зависимости остаточной намагниченности насыщения от упругих напряжений σ_{\max} , практически совпадающее с положением минимума на подобной кривой зависимости коэрцитивной силы σ_{\min} , с ростом предварительных пластических деформаций стали [3; 4] хорошо описывается соотношениями (11) и (13). Отметим также, что экспериментально наблюдаемое небольшое увеличение минимального значения коэрцитивной силы [3; 4] может быть связано с незначительным отличием констант магнитострикции стали (12).

Представленная выше связь σ_{\max} (σ_{\min}) с остаточными напряжениями σ_r может быть использована для измерения последних, в материалах, магнитные свойства которых определяются однодоменными частицами.

1. Nagata T. Basic magnetic properties of rocks under the effect of mechanical stresses // Tectonophysics, 1970, V. 9, No. 2-3, p.167-195.
2. Кулеев В.Г., Царькова Т.П., Ничипурук А.П., Воронин В.И., Бергер И.Ф. Исследование причин существенных различий коэрцитивной силы, остаточной намагниченности и начальной проницаемости ферромагнитных сталей в нагруженном и разгруженном состояниях при их пластическом растяжении // ФММ, 2007, т.103, №2, с. 136 – 146.
3. Кулеев В.Г., Царькова Т.П. Особенности зависимости коэрцитивной силы сталей от упругих растягивающих напряжений после пластических деформаций и термообработки // ФММ, 2007, т.104, №5, с. 479 – 486.
4. Кулеев В.Г., Царькова Т.П., Казанцева Ж.В. Влияние пластических деформаций на зависимость остаточной намагниченности сталей от упругих растягивающих напряжений // ФММ, 2009, т.107, №5, с. 468 – 471.
5. Sablik M.J., Rubin S.W., Riley L.A. et al. A model for hysteretic magnetic properties under the application of noncoaxial stress and field // J. Appl. Phys. 1993. V. 74, N 1, p. 480–488.
6. Вонсовский С.В. Магнетизм. М.:Наука, 1971, 1034 с.
7. Афремов Л.Л., Панов А.В. Влияние механических напряжений на остаточную намагниченность насыщения системы наночастиц // ФММ, 2008, Т. 106, № 3, с. 1 9.

СУЩЕСТВУЕТ ЛИ СВЯЗЬ МЕЖДУ ИЗМЕНЕНИЯМИ КЛИМАТА И ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ? ДИНАМИКА ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ И АТМОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ В XX СТОЛЕТИИ

В.Г. Бахмутов¹, Е.К. Иванова², В.Ф. Мартазинова², Г.В. Мельник¹

¹Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, (bakhm@igph.kiev.ua);

²Украинский научно-исследовательский гидрометеорологический институт НАН Украины и Министерства Украины по вопросам чрезвычайных ситуаций и по делам защиты населения от последствий Чернобыльской катастрофы

Вопрос о связи геомагнитного поля с изменениями климата не раз дискутировался в научных публикациях. При этом такая связь рассматривалась как в масштабах тысяч и миллионов лет с привлечением палеоданных, так и за период прямых инструментальных наблюдений в связи с климатическими изменениями и солнечной и геомагнитной активностью. Именно на последнем мы остановимся далее. Вопрос достаточно спорный, поскольку есть много данных, свидетельствующих как в пользу доказательств такой связи, так и ее опровержения, что вызывает бурные дискуссии [1–3]. Основной проблемой является как установление достоверных корреляционных связей, так и вопрос о механизме такого влияния.

В общей схеме солнечно-земных связей механизмы передачи энергии и процессы в цепочке Солнце – магнитосфера – ионосфера изучены достаточно хорошо. Но при кажущейся очевидности влияния Солнца на атмосферу Земли, исследователи сталкиваются с принципиальными трудностями: 1) общий поток солнечной энергии, приходящий к Земле, считается довольно постоянным. Солнечная постоянная отличается для максимума и минимума солнечной активности всего на 0,15 %; 2) энергия корпускулярной части общего потока солнечной энергии очень мала; 3) корпускулярная часть не доходит до атмосферы и поглощается выше; даже эта небольшая доля общего потока солнечной энергии, приходящая к Земле, не доходит ни до поверхности, ни даже до тропосферы, поглощаясь в верхней атмосфере, что справедливо как для волновой, так и для корпускулярной радиации; 4) отсутствие очевидных механизмов для передачи влияния солнечного излучения в нижнюю атмосферу. Если влияние солнечной активности на погоду существует, должен существовать механизм передачи воздействия волнового и корпускулярного излучения на верхние слои атмосферы вниз, в тропосферу.

Долгое время поиски корреляций метеорологических параметров и солнечной активности «в лоб» долгое время не приносили успехов. Из обсуждаемых механизмов можно выделить: 1) омический нагрев – согласно [4–5], магнитосфера обладает ресурсами, которые могут влиять на образование вихрей в нижней атмосфере, если поток эффективно направлен. В качестве возможного механизма здесь рассматривается омический нагрев вследствие протекания токов в авроральном электроджете, что приводит к возникновению над геомагнитным полюсом области низкого давления, что существенно влияет на атмосферную циркуляцию; 2) акустико-гравитационные волны и планетарные волны. В первом предполагается, что нисходящие распространяющиеся гравитационные волны, усиленные сдвигами течений ветра, затем генерируют гравитационные

волны в среднеширотной тропосфере и дают вклад в формирование облаков. Во втором основную роль играет распространение планетарных волн (в зависимости от зональной циркуляции в стратосфере) и поглощение солнечной радиации озоном (что приводит к нагреву стратосферы). Основной проблемой в этих механизмах является то, что очень затрудненным представляется распространение динамических возмущений из теплой ионосферы в холодную мезосферу и стратосферу.

Существенным сдвигом стали работы группы К.Лабитски, в которых было показано, что отклик атмосферных параметров на изменение солнечной активности становится хорошо выраженным, если рассматривать отдельно годы различных фаз квази-двухлетних вариаций. При таком подходе хорошо прослеживается корреляция между вариациями стратосферных параметров и температурой на разных уровнях стратосферы. В дальнейших исследованиях разных авторов было показано, что связь параметров тропосферы (температуры и давления) с солнечной активностью существует, но имеет сложный пространственный и временной характер. Новые данные на временных интервалах >100 лет показали, что незначительные изменения солнечного радиационного баланса приводят к значительным изменениям атмосферных параметров, что вновь заставило ученых вернуться к поискам механизмов передачи солнечного волнового и корпускулярного излучения в нижнюю атмосферу.

Наметилась тенденция смещения интересов в области исследований влияния солнечной активности на погоду и климат от электромагнитного излучения к корпускулярному, т.е. внимание вновь было обращено на такие космические агенты (галактические ГКЛ и солнечные СКЛ космические лучи), которые способны проникать в глубокие слои атмосферы (несмотря на их сравнительно ничтожно малый вклад по отношению к волновому излучению Солнца). В связи с этим в [6] рассмотрены три основных механизма – химический, электрический и конденсационный и отдельно – предположение о влиянии на циркуляцию атмосферы галактических протонов в диапазоне энергий $3 \div 20 \times 10^8$ эВ. В серии работ М.И Пудовкина рассмотрен механизм воздействия потоков протонов высоких энергий на атмосферу Земли в связи с изменением ее прозрачности. Вполне преодолимым оказалось основное возражение против возможности эффективного воздействия солнечной активности на состояние нижней атмосферы и погоду, основанное на недостаточной мощности солнечного ветра. Энергия, необходимая для создания атмосферного оптического экрана, оказалась на несколько порядков меньше, чем амплитуда вызываемых этим экраном вариаций потока солнечной энергии, поступающей в нижнюю атмосферу. Но не до конца ясен физический механизм, определяющий воздействие потоков энергичных частиц на состояние облачности в верхней тропосфере. Наиболее разработанной в этом смысле представляется модель, представленная в [7]. Основная идея этого механизма состоит в том, что изменения солнечного ветра (которые происходят при изменениях солнечной активности и сами являются частью таких изменений) вызывают модуляцию потока ГКЛ. При изменении интенсивности ГКЛ происходит изменение ионизации в тропосфере, а, следовательно, и проводимости воздуха. Одновременно, из-за изменения межпланетного магнитного поля изменяется электрический потенциал между ионосферой и Землей, что, в свою оче-

редь, приводит к изменению вертикального тока «воздух – поверхность». При этом усиливается поляризационное разделение зарядов, и аккумулируются положительные электростатические заряды на каплях вблизи вершин облаков, которые влияют на образование кристаллов льда («электрозамерзание»). Эти кристаллы существенно влияют на ряд атмосферных характеристик, включая количество осадков и выделение латентного тепла, а в результате выделения тепла меняются индекс завихренности и динамика тропосферы. Эта схема, несмотря на сложность, дает реальный механизм усиления эффекта (тот самый «триггерный» механизм) – достаточно лишь слегка изменить условия льдообразования в вершинах облаков, чтобы вызвать сильное изменение во всей облачной структуре и, тем самым, – изменение других параметров. Коэффициент усиления в описанном механизме может составлять 10 – 11 порядков величины.

Что характерно для описанных выше механизмов – это присутствие электромагнитной компоненты либо прямое указание на роль магнитных полей разного происхождения (разных источников). Рассмотрим в этой связи изменения главного и переменного магнитных полей Земли в связи с флуктуациями климата на разных временных масштабах [8]. Анализ одного из возможных механизмов развития метеорологических процессов в связи с изменением солнечной активности (на примерах короткопериодных изменений погоды в масштабе от нескольких дней до нескольких недель) показал, что при эффективно направленном потоке энергии магнитосфера обладает ресурсами, которые могут оказать влияние на атмосферную циркуляцию [9]. Изменение общей циркуляции атмосферы зависит не только от интенсивности и динамики центров действия атмосферы (ЦДА), но и напрямую связано с процессами в авроральном овале в периоды возрастания корпускулярного излучения и связанной с ним геомагнитной активности. Связь между последней и воздушными течениями в северном полушарии также обнаруживается при анализе синоптической ситуации при разном уровне геомагнитной активности (проанализированы поля приземного давления и его геопотенциала на уровне 500 мб за каждый месяц в период 1964–1999 гг.). То есть процессы в авроральном овале, обусловленные геомагнитной активностью, оказывают существенное влияние на атмосферную циркуляцию в тропосфере. Гипотетический механизм такого процесса описан в работах [4–5].

Исходя из гипотезы, что положение геомагнитного полюса (как центра аврорального овала) вместе с корпускулярным солнечным излучением (обуславливающим геомагнитную активность) существенно влияет на изменение атмосферной циркуляции в Европе, можно предположить, что изменение местоположения геомагнитного полюса в масштабе сотен - первых тысяч лет также должно быть отражено в изменениях климатической ситуации в таком же временном масштабе. Анализ данных об изменении ландшафтно-климатических условий за последние 13 тыс. лет на территории северной и центральной – восточной Европы, наряду с анализом анализ траектории дрейфа ВГП, показал, что чередование стадийных (холодных) и интерстадийных (теплых) периодов связано с местоположением ВГП; с приближением полюса к территории северной Европы происходит потепление в то время как при удалении – похолодание [8]. То есть местоположение геомагнитного полюса как центра аврорального овала оказывает влияние на характер атмосферной циркуляции и, следовательно,

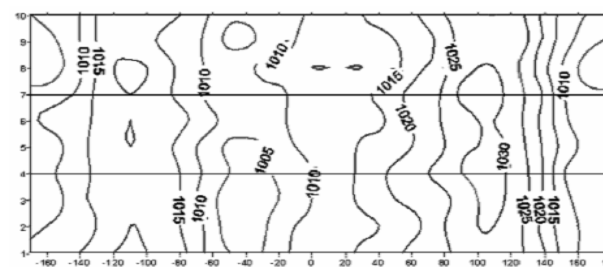
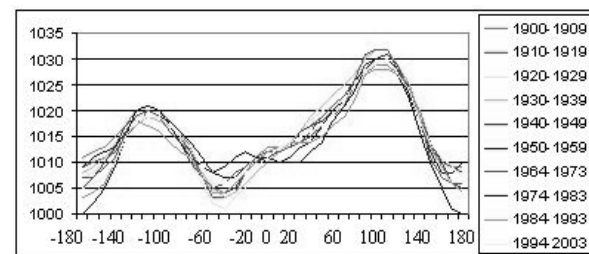
связано с динамикой климатических изменений. И если причиной долговременных климатических изменений в масштабе десятков - сотен тысяч лет принято считать астрономические факторы – изменение параметров орбиты Земли, то в колебаниях климата в масштабе нескольких сотен – первых тысяч лет определенно прослеживается связь с вековыми вариации Земного магнитного поля. Но на основе этих данных не было оснований для утверждения, что колебания климата были обусловлены вековыми геомагнитными вариациями. Скорее всего, те и другие являются следствием какого-либо другого фактора.

В рамках продолжения этих работ нами были обработаны архивы данных инструментальных наблюдений, в результате обработки которых была получена пространственно-временная структура барического поля и главного геомагнитного поля в XX столетии. Следует подчеркнуть, что изменения температуры являются следствием изменения барических полей, а последние по палеоданным определены быть не могут. Именно крупномасштабная атмосферная циркуляция, связанная с ЦДА, определяет изменение температуры на планете, и на протяжении XX ст. можно выделить три периода изменения глобальной температуры: первое глобальное потепление (1911-43 гг.); период стабилизации (до середины 70-х); второе глобальное потепление (с 1976 г. до нашего времени). Для анализа полей давления был использован архив полей давления на уровне моря ВНИГМИ-МЦД, Обнинск, данные реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF the 40 Years Re-Analysis, ERA-40, http://data.ecmwf.int/data/d/era40_daily/), а также данные архива приземного давления отдела климатических исследований и долгосрочного прогноза УкрНИГМИ. Было выполнено меридиональное осреднение январского поля давления воздуха для каждого десятилетия и получена его интегральная характеристика для северного полушария [10]. Это позволило провести анализ крупномасштабной циркуляции атмосферы, формировавшей погодные условия в каждом десятилетии, и проследить их изменения от десятилетия к десятилетию. Запись электронного архива средних десятилетних полей приземного давления имеет вид матрицы, где p_{ij} – значение давления в ij -ом узле регулярной сетки с шагом по широте 10° и по долготе 5° , $N=7$ – количество широт, $n=36$ – количество долгот. Рассмотрена территория Северного полушария от 40° до 70° с.ш., где расположены основные центры действия атмосферы, формирующие погодные условия в умеренных широтах.

Для каждого десятилетнего поля давления была определена интегральная характеристика с помощью меридионального осреднения поля

$$\bar{p}_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N p_{ij}, \text{ где } \bar{p}_j - \text{среднее давление } j\text{-ой долготы.}$$

Тогда поле P будет иметь интегральный вид $\bar{P} = (\bar{p}_1 \ \bar{p}_2 \ \dots \ \bar{p}_j \ \dots \ \bar{p}_n)$, где элементы \bar{p}_j вектора – строки \bar{P} – среднее значение давления для долготы j в Северном полушарии, $j=1, 2, \dots, 36$ и соответствуют номеру долготы от -180° в.д. до 180° в.д. с шагом 10° .



a)

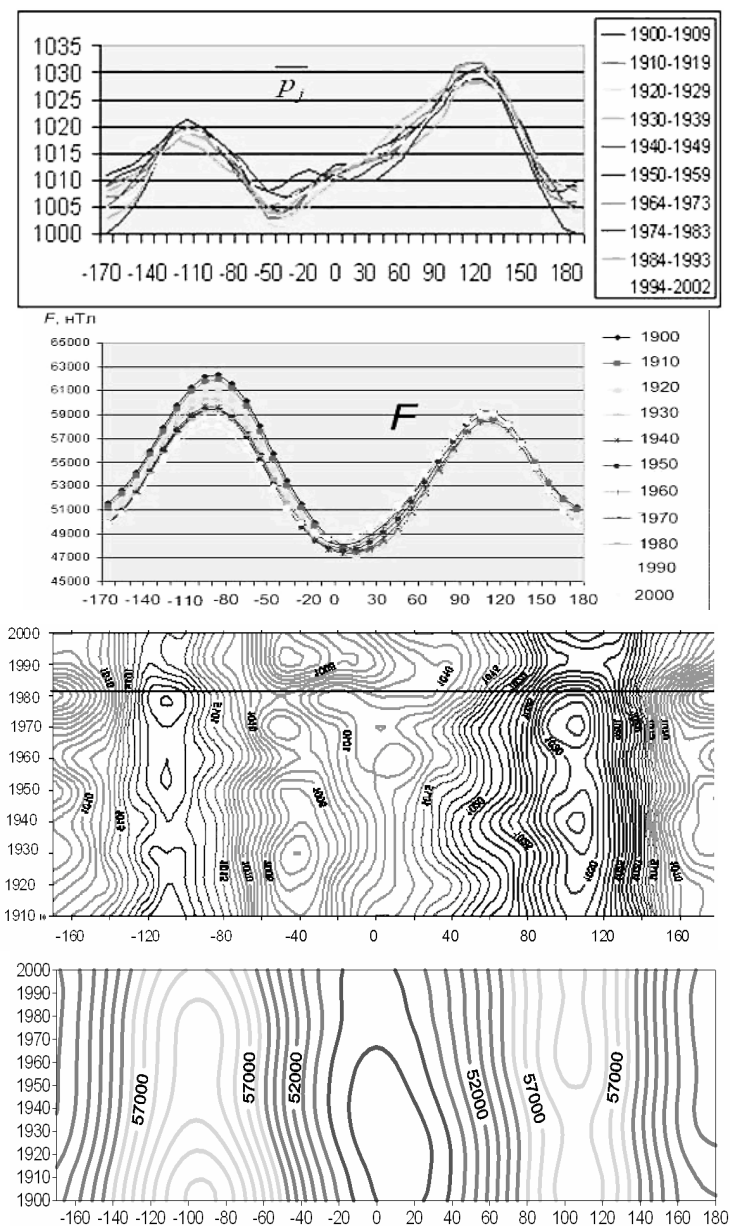
b)

Рис. 1. Интегральные характеристики полей давления для каждого десятилетия XX столетия (а); временная диаграмма изменения крупномасштабной циркуляции атмосферы (изолинии проведены через 5мб) от десятилетия к десятилетию в январе месяце на протяжении XX столетия; по оси абсцисс – долготы, по оси ординат – номер десятилетия (б).

На рис. 1а представлен ансамбль интегральных характеристик полей давления каждого десятилетия XX столетия. Наибольшие и наименьшие значения \bar{p}_j определяют место положения центров действия атмосферы над территорией Северного полушария. На рис. 1а видно три максимума, наибольшие значения которых соответствуют основным центрам действия атмосферы – Канадскому и Сибирскому антициклонам, средний максимум – незначительный, расположен вблизи долготы 10° в.д. и соответствует зимнему Северо-Атлантическому гребню. Минимальные значения показывают положение климатических центров низкого давления: два – с наименьшими значениями давления – Исландского и Алеутской депрессий, с более высоким давлением, расположенным между ними – Европейской ложбины. Из рис. 1а видно, что представленные кривые отличаются друг от друга, и эти отличия определяют свои погодные условия в соответствующем десятилетии. Таким образом, состояние центров действия атмосферы в каждом десятилетии формирует климат этого десятилетия, его температурный и влажностный режим как в целом над территорией северного полушария, так и в его отдельных регионах. На рис. 1б приведена временная диаграмма векторов \bar{P} , представленных последовательно с 1-го по 10-ое десятилетие XX столетия. Временная диаграмма позволяет оценить состояние всех центров действия атмосферы в зависимости от времени и их изменения от десятилетия к десятилетию.

По аналогии была получена интегральная характеристика для компонент и модуля полного вектора геомагнитного поля F по коэффициентам IGRF для каждого десятилетия XX века для $40 - 70^\circ$ с.ш. При сопоставлении кривых интегральных характеристик поля давления и полного вектора геомагнитного поля получено, что их минимумы и максимумы достаточно хорошо совпадают (рис. 2а). Динамика поля давления, в соответствии с которой изменяются погодные условия для каждого десятилетия, представлена на рис. 2б. Там же представлены

сглаженные (учитывая методику получения материала) изменения F со следующими закономерностями: уменьшение североамериканской аномалии почти на 4000 нТл и уменьшение Европейско-Азиатской аномалии (40-90° в.д.) почти на 2000 нТл. Очевидно, что временные диаграммы барического поля и вариаций модуля F на протяжении XX столетия достаточно хорошо совпадают.



а) Сопоставление кривых интегральных характеристик поля давления и полного вектора геомагнитного поля F (а); временная диаграмма изменения крупномасштабной циркуляции атмосферы (изолинии проведены через 1мб) и геомагнитного поля F от десятилетия к десятилетию (б).

Учитывая, по каким материалам они были получены, трудно думать, что такое совпадение является случайным. Если причинно-следственная связь есть, то очевидно, что геомагнитное поле может влиять на барическое поле, но не наоборот. На возможность такой связи (и вероятные механизмы) указывалось в [7] – магнитное поле Земли способно не только модулировать заряженные частицы, приходящие из космоса, но и упорядочивать стоки этих частиц из магнитосферы в атмосферу Земли и закреплять их в пространстве в районе мировых магнитных аномалий. С учетом приведенных выше механизмов влияния потоков ГКЛ и СКЛ, которые способны проникать в глубокие слои атмосферы и влиять на состояние облачности, а также на присутствие в приведенных выше механизмах электромагнитной (магнитной) составляющей, связь климата с геомагнитным полем нам представляется вполне реальной.

1. Courtillot, V., Gallet, Y., Le Mouél, J.-L., Fluteau, F., Genevey, A. Are there connections between the Earth's magnetic field and climate? Earth Planet Sci. Lett. -2007. 253, 328–339.
2. Bard, E., & Delaygue, G. Comment on “Are there connections between Earth’s magnetic field and climate?”, by Courtillot, V., Gallet, Y., Le Mouél, J.L., Fluteau, F., & Genevey, A. Earth Planet. Sci. Lett., 253, 328-339, 2007”, . Earth Planet. Sci. Lett., – 2007. doi: 10.1016/j.epsl.2007.09.031.
3. Response to Comment on “Are there connections between Earth’s magnetic field and climate? Earth Planet. Sci. Lett., 253, 328–339, 2007” by Bard, E., and Delaygue, M., Earth Planet. Sci. Lett., – 2007. V. Courtillot, Y. Gallet, J.L. Le Mouel, F. Fluteau, A. Genevey. doi: 10.1016/j.epsl.2007.09.031.
4. Bucha V. Connections between geophysical and meteorological processes // Studia geoph. et geode. – 1979. – 23. – P.55-67.
5. Буха В. Связь между корпускулярной радиацией и изменениями атмосферной циркуляции // ДАН СССР. – 1981. – 258, №2.
6. Витинский Ю.И., А. И.Оль, Б.И. Сазонов. Солнце и атмосфера Земли // Гидрометеониздат, Ленинград. – 1976. – 351с.
7. Tinsley B.A., Hoeksema J.T., Baker D.N. Stratospheric volcanic aerosols and changes in air-earth current density at solar wind magnetic sector boundaries as conditions for the Wilcox tropospheric vorticity effect // J. Geophys. Res. – 1994. – 99, D8. – P.16,805-16,813.
8. Бахмутов В.Г. Палеогеомагнитные вариации. Киев: Наук. Думка. -2006. -298с.
9. Мартазинова В.Ф., Бахмутов В.Г., Чулков И.С. Геомагнитная активность и атмосферная циркуляция // Геофизический журнал. — 2004. — Т.26, №1. — С. 96—108.
10. Мартазинова В.Ф., Бахмутов В.Г., Чайка Д.Ю. Влияние глобального потепления на изменение крупномасштабной атмосферной циркуляции и формирование аномальных погодных условий в Украине // ДАН УССР. – 2006. – сер.Б., №2, с.105-110..

УПОРЯДОЧЕНИЕ И РЕЛАКСАЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ В 1D И 2D СИСТЕМАХ КОНЕЧНОГО ЧИСЛА СПИНОВ ИЗИНГА. КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ И ТОЧНЫЙ РАССЧЕТ

В.И. Белоконь, К.В. Нефедев

*Дальневосточный государственный университет, Владивосток;
Институт физики и информационных технологий, Владивосток, (belokon@ifit.phys.dvgu.ru)*

Эффекты магнитного последействия в горных породах принято объяснять как необратимыми переворотами магнитных моментов отдельных ферромагнитных зерен в результате термических флуктуаций, так и стабилизацией доменных границ в результате диффузии в них дефектов кристаллической решетки. Что касается однодоменных зерен, с которыми связывается наиболее стабильная часть остаточной намагниченности, при объемах порядка 10^{-17} см³ (количество атомов $10^6 - 10^7$) они близки к суперпарамагнитным и могут заметно терять намагниченность во времени [1]. Кроме того, группы магнитных атомов, не вошедших в компактное образование типа зерна, могут иметь фрактальную структуру с переменным числом ближайших соседей. В этой связи представляет интерес исследовать процессы упорядочения в системах конечного числа частиц в одномерной (1D) и двумерной (2D) модели Изинга.

Магнитное упорядочение может быть описано с помощью параметров порядка, являющихся средними по всему ансамблю состояний системы спинов, поэтому для точного расчета свойств и зависимости от температуры усредненных магнитных характеристик требуется иметь информацию о статистическом весе каждой конфигурации спинов, т.е. требуется знание статистической суммы. Задача об одномерной цепочке спинов Изинга допускает существование точного решения [2], т.е. известна производящая функция, позволяющая построить полную статистическую сумму для любого числа частиц. До сегодняшнего дня остается открытым вопрос о существовании точного решения, для намагниченности во внешнем поле двумерной решетки спинов Изинга.

В данной работе рассматривается процесс магнитного упорядочения в замкнутой цепочке спинов Изинга, а также в системе конечного числа спинов на плоской решетке. Полученные теоретические результаты для двумерной решетки сравнивались с результатами численных экспериментов методом Монте-Карло, с использованием алгоритмов Метрополиса и «термостата» [3]. Компьютерное моделирование плоской модели Изинга позволяет вычислить точку бифуркации и получить зависимость среднеквадратичной намагниченности от температуры, для которых данная зависимость не может быть получена точно. Как будет показано, среднеквадратичная намагниченность конечных 1D и 2D систем спинов Изинга отлична от нуля при отсутствии средней намагниченности.

1D модель В одномерной решеточной модели Изинга имеется N штук магнитных моментов (спинов), расположенных в узлах замкнутой цепочки, $S_N=S_1$. Стандартный гамильтониан учитывает обменное спин-спиновое взаимодействие J спина S_i со своими соседями и его энергию во внешнем магнитном поле h

$$H = -\sum_i^N JS_i S_{i+1} - h \sum_i^N S_i. \quad (1)$$

В этом случае статистическая сумма N спинов есть

$$Z_N(B, T) = \sum_{S_1} \sum_{S_2} \dots \sum_{S_N} \text{Exp} \left[\sum_i (KS_i S_{i+1} + BS_i) \right], \quad (2)$$

где переменные $S_1 \dots S_N$ принимают значения ± 1 , $K=\beta J$, $B=\beta h$ и $\beta=1/T$. Для $D=1$

$$Z_N(B, T) = \text{Trace} \left[\begin{pmatrix} \lambda_+ & 0 \\ 0 & \lambda_- \end{pmatrix}^N \right] = \lambda_+^N + \lambda_-^N, \quad (3)$$

$$\lambda_{\pm} = e^K \cosh B \pm (e^{2K} \sinh^2 B + e^{-2K})^{1/2}. \quad (4)$$

Естественно, что средняя намагниченность на один спин при $B=0$

$$M(T) = \frac{1}{N} \frac{T}{Z_N} \left(\frac{\partial Z_N}{\partial B} \right)_{B \rightarrow 0} = \frac{1}{\lambda_+^N + \lambda_-^N} \left(\lambda_+^{N-1} \frac{\partial \lambda_+}{\partial B} + \lambda_-^{N-1} \frac{\partial \lambda_-}{\partial B} \right) = 0 \quad (5)$$

Этот результат находится в согласии с симметричной структурой статистической суммы, где каждая энергия дважды вырождена по спиновому избытку (одному и тому же значению энергии соответствуют разные проекции вектора M на выделенное направление H).

Среднеквадратичное значение намагниченности в отсутствие внешнего поля для любого конечного числа частиц отлично от нуля (!)

$$M^2(T) = \frac{1}{N^2} \frac{T^2}{Z_N} \left(\frac{\partial^2 Z_N}{\partial B^2} \right)_{B \rightarrow 0} \neq 0, \quad (6)$$

так как

$$\begin{aligned} \frac{1}{N^2} \frac{T^2}{Z_N} \left(\frac{\partial^2 Z_N}{\partial B^2} \right) &= \frac{1}{NZ_N} \left((N-1)\lambda_+^{N-2} \left(\frac{\partial \lambda_+}{\partial B} \right)^2 + (N-1)\lambda_-^{N-2} \left(\frac{\partial \lambda_-}{\partial B} \right)^2 + \lambda_+^{N-1} \frac{\partial^2 \lambda_+}{\partial B^2} + \lambda_-^{N-1} \frac{\partial^2 \lambda_-}{\partial B^2} \right) = \\ &= \frac{\lambda_+^N - \lambda_-^N e^{2K}}{\lambda_+^N + \lambda_-^N N}. \end{aligned}$$

После элементарных математических преобразований имеем:

$$M^2(T) = \frac{1}{N} \frac{1 - \tanh^N K}{1 + \tanh^N K} e^{2K}, \quad (7)$$

причем $M^2(T) \rightarrow 1$ при $T \rightarrow 0$ и $\forall N$. Это обстоятельство, связано с тем, что при $T \rightarrow 0$ в статистической сумме начинают превалировать члены с большой отрицательной энергией взаимодействия.

Из (7) следует, что для любого конечного N в одномерной модели спинов Изинга и конечной температуры $T > 0$ значение среднеквадратичной намагниченности отлично от нуля, в то время как среднее значение намагниченности всегда равно нулю.

На рис. 1а представлена зависимость $M^2(T)$ для $J=1$, $k=1$. Цифры рядом с кривыми означают порядок числа частиц N . В случае одномерной системы

фактически макроскопических масштабов – 10^9 частиц – существует отличная от нуля температура магнитного упорядочения. Равенство $M=0$ при $M^2 \neq 0$, обусловлено флуктуациями магнитного момента системы. Отметим, что увеличение количества частиц в системе приводит к более выраженному переходу в состояние, где $M^2(T)=1$. Более того, даже в случае $N \rightarrow \infty$ и в очень слабом (по сравнению с обменным) внешним поле имеет место резкий рост магнитного момента практически до $M=1$. Это наводит на мысль о том, что даже слабое магнитное поле может существенно влиять на температуру фазового перехода.

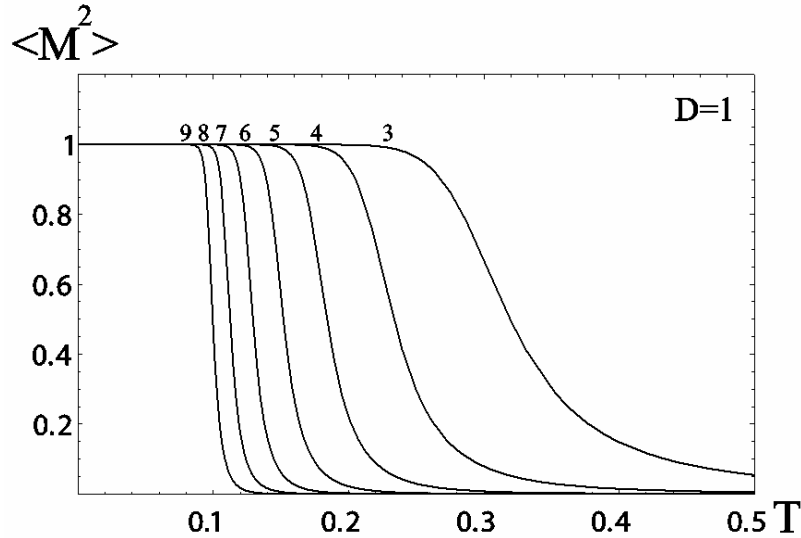


Рис. 1а. Зависимость среднеквадратичной намагниченности от температуры для 1D модели Изинга.

$M^2(T)=1$ при $M(T)=0$, связано с тем, что при $T \rightarrow 0$ в статистической сумме начинают превалировать члены с большой отрицательной энергией взаимодействия. Так, например, вероятность реализации состояния с магнитным моментом N и вероятностью магнитного момента равного нулю, соответственно,

$$P(M = N) = \frac{e^{2K}}{Z_N}, \quad P(M = 0) = \frac{1}{Z_N} \frac{N!}{(N/2)^2} \approx \frac{2^N}{Z_N} \left(\frac{2}{\pi N} \right)^{1/2} \quad (8)$$

Становятся одинаковыми по значению при температуре, определяемой из соотношения (при $N \gg 1$)

$$\frac{1}{T} = \ln 2 + \frac{1}{2N} \ln \frac{2}{2\pi N} \approx \ln 2. \quad (9)$$

Окончательное упорядочение наступает при температуре T_s , для которой

$$\frac{2e^{\frac{N}{T_s}}}{Z_N} \gg \frac{N 2e^{\frac{N-2}{T_s}}}{1! Z_N}, \quad \text{или} \quad T_s < \frac{1}{\ln \sqrt{N}}. \quad (10)$$

Из (10) следует, что температура перехода к упорядоченному состоянию $T_s(N)$ обратно пропорциональна $\log N$. Отсюда видно, что в отсутствие внешнего магнитного поля цепочке конечного числа спинов Изинга при температуре ниже критической выгоднее находиться в состояниях, где каждый спин упорядочен относительно своих соседей (рис. 1б). $T_s(N)$ определялась, как температура, при которой $M^2(T)=0.99$, т.е. температура, при которой 99% процентов магнитных моментов в узлах цепочки коллинеарны своим соседям. Эту зависимость можно представить как $T_s^{-1}(N) \sim 0.87 + 1.15(\log N)$. Обращение в нуль среднего магнитного момента $M(T)$ системы при $B=0$ связано с тем, что в состоянии термодинамического равновесия вектор \mathbf{M} в интервале температур $0 < T < T_s$ флуктуирует как целое.

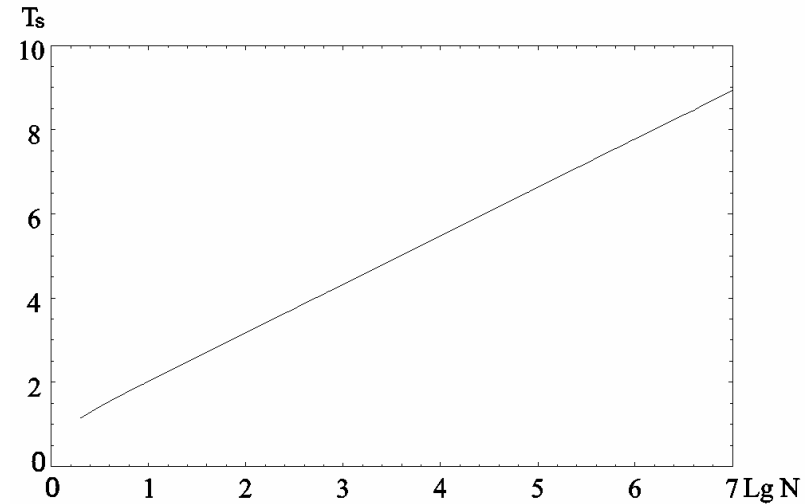


Рис. 1б. Критические температуры для заданного числа частиц.

Очевидно, что для системы конечного числа спинов этот вывод не зависит от размерности системы: симметрия модели Изинга не выделяет преимущественно-го направления \mathbf{M} . Однако, время релаксации системы с большим числом частиц при наличии анизотропии может быть очень большим, и случайным образом оказавшись в одном из двух равновероятных состояний система будет заблокирована в нем на длительное время.

2D модель Для плоской решетки и конечного, но достаточно большого числа спинов можно воспользоваться формулой, приведенной в работе [4]. Из нее следует

$$U = \frac{dF}{dK} = 2 \tanh 2K + \frac{1}{2LL'} \sum_{m=1}^{L-1} \sum_{n=1}^{L'-1} \frac{(\cosh 4K - 3) \sec 2K}{\cosh^2 4K} \frac{1}{\cos \frac{2m\pi}{L} + \cos \frac{2n\pi}{L'} - \sinh 2K}. \quad (12)$$

Суммирование в (12) следует проводить от $n, m=1$ до $L-1, L'-1$, чтобы исключить разрыв первого рода в U при суммировании от 0 до L .) К сожалению,

точное выражение для статистической суммы при $B \neq 0$ отсутствует, однако в данном случае можно ориентироваться на температуру фазового перехода, в которой теплоемкость для конечного числа частиц должна иметь резкий максимум. Только для малого числа спинов задача может быть решена точно. Результаты расчетов представлены на рис. 2, где изображено поведение $M^2(T)$ плоской модели Изинга для $N=16; 25; 36$. Имеет место достаточно резкий рост магнитного момента вблизи температуры фазового перехода, вычисленной Онсагером, $T_c=2.269$.

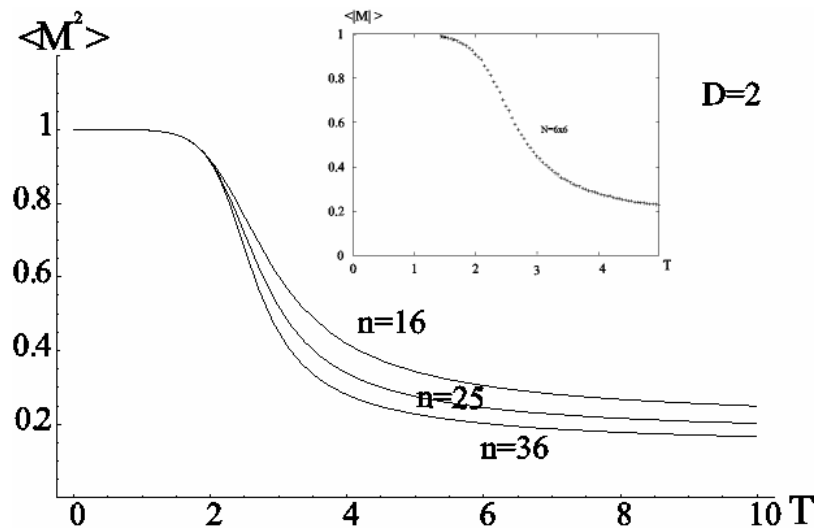


Рис. 2. Зависимость среднеквадратичной намагниченности в 2D модели Изинга для решеток из 4×4 , 5×5 и 6×6 спинов. На вставке приведена зависимость среднего модуля, полученная численным моделированием решетки 6×6 , для 10^5 Монте-Карло проходов.

Поведение средней намагниченности $\langle M \rangle$ и среднего модуля намагниченности $\langle |M| \rangle$ в зависимости от температуры, полученные в результате численного моделирования плоской решетки 100×100 для 2×10^5 Монте-Карло проходов, приводятся на рис. 3. Температурное поведение теплоемкости $c_m(T)$ приведено на рис. 4, где кривая 1 соответствует теплоемкости плоской системы с линейными параметрами $L=L'=10^2$, кривая 2 соответствует $L=10$ и $L'=10^3$. Уменьшение одного из линейных размеров плоской решетки приводит к «размыванию» пика теплоемкости. Очевидно, что система таких спинов при $M^2 \rightarrow 1$ будет обладать свойствами суперамагнитной частицы, время релаксации для которой будет зависеть от магнитной анизотропии.

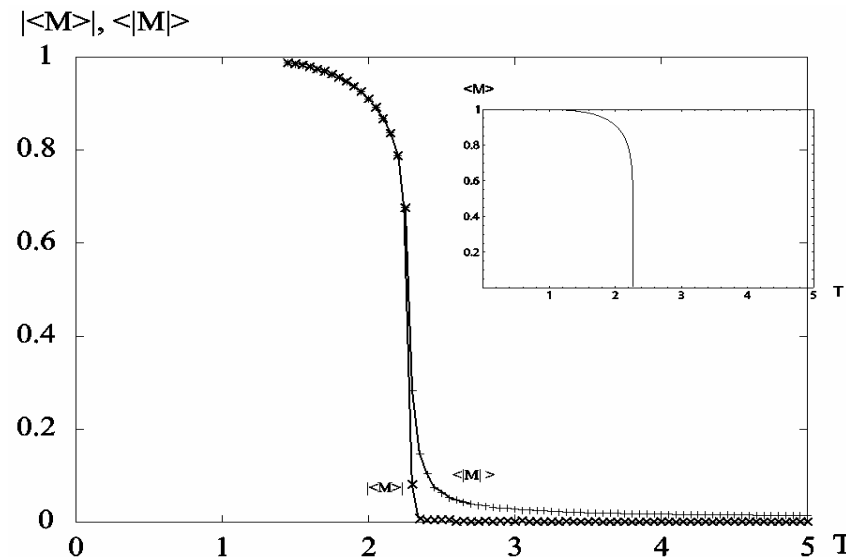


Рис. 3. Зависимость средней намагниченности и модуля намагниченности от температуры. Численный и теоретический (вкладка [4]) результаты.

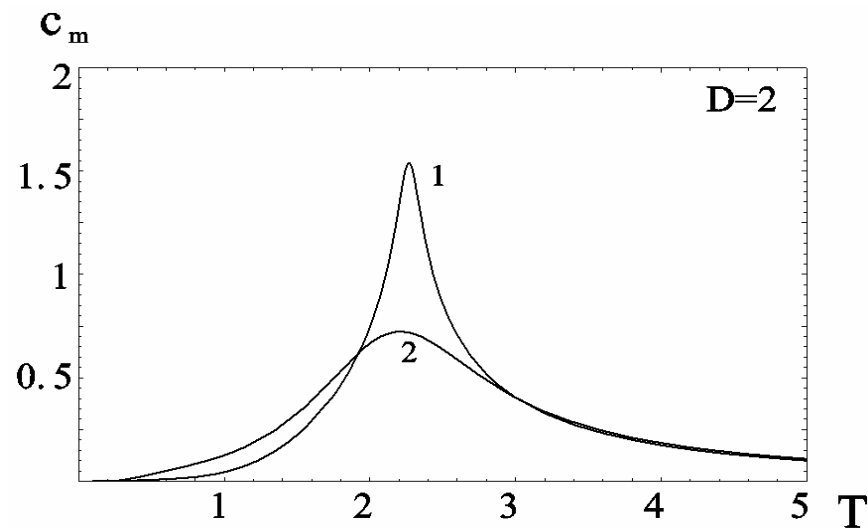


Рис. 4. Зависимость теплоемкости для конечных 2D систем спинов Изинга.

Нами проведено численное моделирование процессов обращения намагниченности в двумерных системах конечного числа спинов Изинга (рис. 5 – температура численного эксперимента $T=2$). На вкладке представлена зависимость средней намагниченности от числа Монте-Карло проходов). Среднее время обращения знака намагниченности экспоненциально зависит от числа спинов в системе. В такой модели смена знака намагниченности происходит, когда термодинамические

флуктуации отдельных спинов объединяются в достаточно большую флуктуацию, после которой процесс обращения становится уже необратимым.

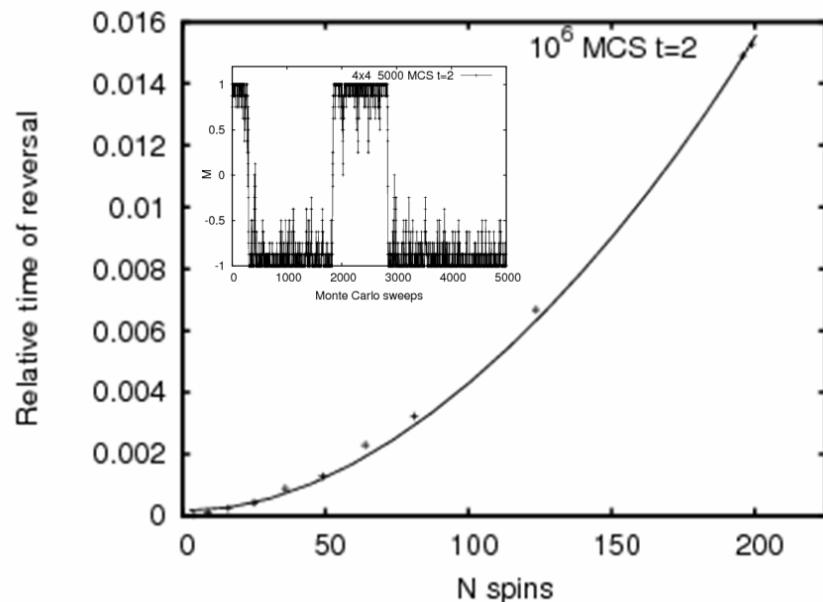


Рис. 5. Зависимость среднего времени обращения намагниченности от числа частиц в конечных 2D системах спинов Изинга.

Заключение В модели Изинга состояния упорядочения одномерной конечной системы могут быть описаны с помощью среднеквадратичной намагниченности, которая отлична от нуля при отличной от нуля температуре. Если величина $M^2(T) \approx 1$ при средней намагниченности $M=0$ для $T \neq 0$, это означает, что практически все спины в системе упорядочены относительно друг друга при конечной температуре, и система таких частиц при учете энергии анизотропии должна вести себя как суперпарамагнитное зерно. Наличие таких структур в природных ферромагнетиках может заметно влиять на рост и спад намагниченности во времени.

1. С.В. Вонсовский. Магнетизм// М.: Наука, 1971. с. 1032.
2. Р. Бэкстер. Точно решаемые модели в статистической механике// М.: Мир, 1985. с. 488.
3. M.T.J. Newman, G.T. Barkema. Monte Carlo methods in statistical physics// Oxford University Press Inc. New York, 2001. p. 495.
4. Р. Фейман. Статистическая механика// М.: Мир, 1975. с. 407.

ВРАЩЕНИЕ И СМЕЩЕНИЕ ТЕРРЕЙНОВ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ ОТНОСИТЕЛЬНО СИБИРСКОГО И СИНО-КОРЕЙСКОГО КРАТОНОВ В ФАНЕРОЗОЕ

Ю. С. Бретштейн, А.С. Каретников

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск, (yurybr2007@yandex.ru)

Геодинамические построения, основанные на анализе результатов геологогеофизических исследований, могут быть существенно уточнены с помощью палеомагнитных данных, позволяющих проследить кинематические трансформации отдельных геоблоков в пространстве и времени. Использование палеомагнитных параметров дает возможность оценить мерой и числом величину соответствующих угловых разворотов и широтных смещений литосферных плит и тектоно-стратиграфических террейнов друг относительно друга на протяжении различных периодов геологической истории.

За минувшее десятилетие проводилось палеомагнитное изучение терригенно-метаморфогенных комплексов протерозоя и фанерозоя на юге Дальнего Востока России в пределах Амурской плиты (АП) [1], располагающейся между Сибирским (СП) и Северо-Китайским или Сино-Корейским (СКП) кратонами и отождествляемой с центральной и восточной частями Центрально-Азиатского орогенного пояса (рис. 1).

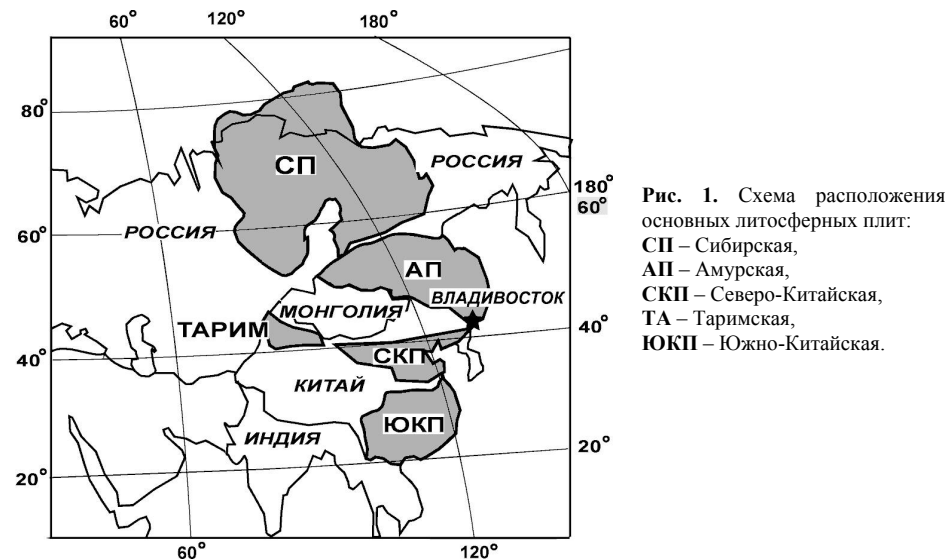


Рис. 1. Схема расположения основных литосферных плит: СП – Сибирская, АП – Амурская, СКП – Северо-Китайская, ТА – Таримская, ЮКП – Южно-Китайская.

В настоящее время считается общепризнанным, что литосферная плита Палеоазиатского океана включала микроконтиненты и террейны гондванского происхождения, которые в результате амальгамации на протяжении среднего-позднего фанерозоя сформировали Амурскую плиту. Последняя в процессе позднеюрской меловой коллизии Северо-Китайского континента с Сибирской

плитой и протерозойскими террейнами ее внешнего обрамления «участвовала» в образовании суперконтинента Евразии [2 и др.].

Амурская плита представляет собой систему разнонаправленных орогенных поясов, сложенных коллажами тектоно-стратиграфических террейнов различного возраста и генезиса, ранговая номенклатура которых в указанных терминологических категориях у отдельных исследователей несколько различается. Выделены [3] палеозойские и мезозойские орогенные пояса – Даурский, Аргунский, Буря-Ханкайский, Монголо-Охотский и Солонкерский, в составе которых нами изучались породы Агинского, Аргунского, Ольдойского, Хингано-Буреинского, Ниланского, Галамского, Малохинганского Матвеевско-Нахимовского, Кабаргинского, Спасского, Сергеевского и Лаоэлин-Гродековского террейнов, а также магматические и осадочные породы вулcano-тектонической структуры Синегорско-Черниговской зоны постколлизииных комплексов.

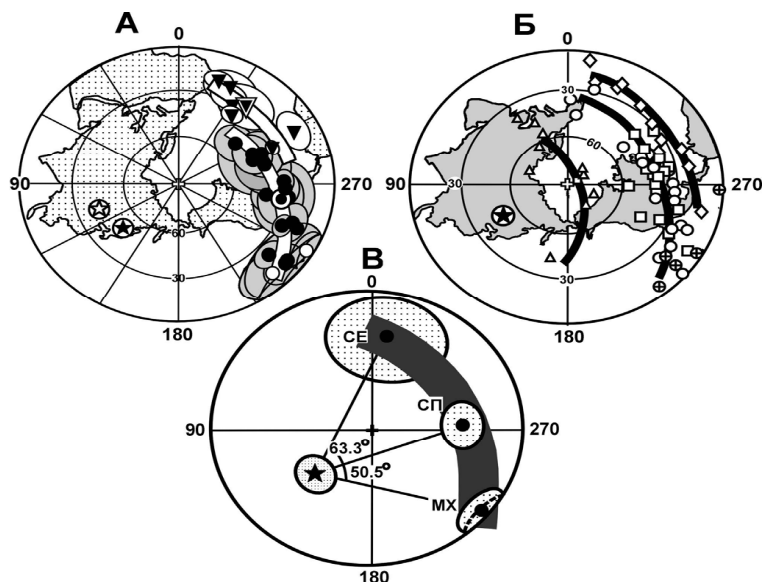


Рис. 2. Распределение позиций палеомагнитного полюса (А-В). А – кембрийские палеополюсы для АП (кружки) и СКП (треугольники) [4]; сдвоенные контуры значков – средние позиции палеополюса; заштрихованная звездочка – среднее географическое расположение мест отбора образцов для АП (СКП). Б – юрские (треугольники) [8], протерозойские (квадраты), кембрийские (кружки) [4] и карбоновые (ромбы) – предварительные данные – позиции палеополюса для АП (кружки с крестиком внутри – позиции в южном полушарии); дугообразные углообразные линии – усредненные траектории, отражающие вращение геоблоков АП; В – схема угловых «разворотов» кембрийских полюсов (с овалами доверия) друг относительно друга для террейнов: СЕ – Сергеевского, СП – Спасского, МХ – Мало-Хинганского. Заштрихованная звездочка – среднее географическое местоположение района исследований в России (Китае).

Как видно из рис. 2А, при сравнении позиций кембрийского полюса для АП и СКП [4; 5], наблюдается их отчетливый разброс по склонению вдоль дуг малого круга с центрами вращения, приблизительно совпадающими с районами исследований. Это, по всей видимости, является следствием того, что рассматриваемые геоблоки, относимые к АП, будучи расположенными на стыке Сибирской и Северо-Китайской плит и находясь в зоне их «влияния» (взаимодействия), имели

сложный характер движений между этими смежными плитами, которые также подвергались разнонаправленным дифференцированным вращениям. Это подтверждается результатами палеомагнитных исследований, проведенных в предыдущие годы на многих объектах дальневосточного региона [6–8], где также зафиксированы разнонаправленные развороты отдельных внутриплитных геоблоков протерозойских, каменноугольных и юрских пород (рис. 2Б).

В целом, отмечена близость траектории кажущегося движения палеополюса (ТКДП) для АП и СКП, при этом юрские позиции палеомагнитного полюса располагаются ближе к мезозойскому участку ТКДП для Северо-Китайской плиты и больше отличаются от немногих, часто проблематичных юрских полюсов, имеющих для Сибири [8].

Наблюдаемую картину расположения палеополюсов на сфере можно интерпретировать, как следствие поворотов геоблоков террейнов друг относительно друга в поздне-мезозойское-раннекайнозойское время при перманентных лево- и правосторонних сдвиговых смещениях в пределах системы региональных разломных зон, широко развитых и «обрамлявших» образовавшиеся «вторичные» блоки и наложенные депрессионные структуры (рис. 2В, 3). Этот процесс мог сопутствовать различным (в т.ч. завершающим) фазам кайнозойского рифтинга, ассоциируемого с западной субдукцией Тихоокеанской плиты под Азиатский континент в кайнозое [9; 10].

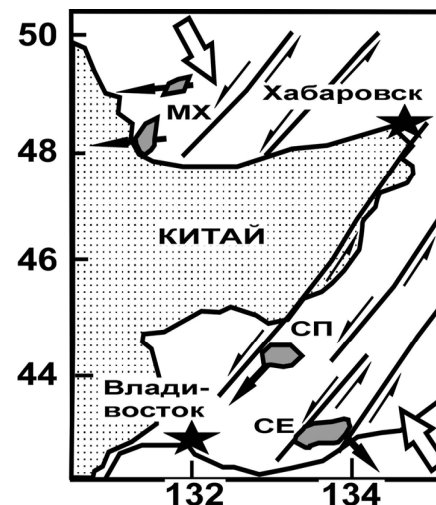


Рис. 3. Схема возможной взаимосвязи вращения геоблоков (террейнов СЕ, СП, МХ) и разломно-сдвиговой тектоники: полые стрелки – направления предположительного регионального тектонического сжатия при движении Тихоокеанской и Сибирской плит, заштрихованные стрелки – средние направления склонения вектора выделенной характеристической компоненты намагниченности (ChRM), тонкие стрелки – направления сдвигов по региональным разломам.

На примере палеомагнитного изучения мезозойских терригенных комплексов выполнена оценка смещений и вращений отдельных геоблоков друг относительно друга, которая показала отсутствие статистически значимого широтного дрейфа большинства геологических объектов Амурской плиты, сложенных позднеюрскими осадками относительно Северо-Китайской плиты и фиксирует значимые смещения по отношению к Сибирской плите (рис. 4, табл.). По этим данным, в частности, расстояние между сравниваемыми расчетными точками для СП (Чульман), АП (Ургал) и СКП могло достигать не менее 1-2 тыс. км, что находится в хорошем соответствии с результатами и выводами по соседним рай-

онам Южного Забайкалья, где изучались разновозрастные, преимущественно вулканические породы [7; 11].

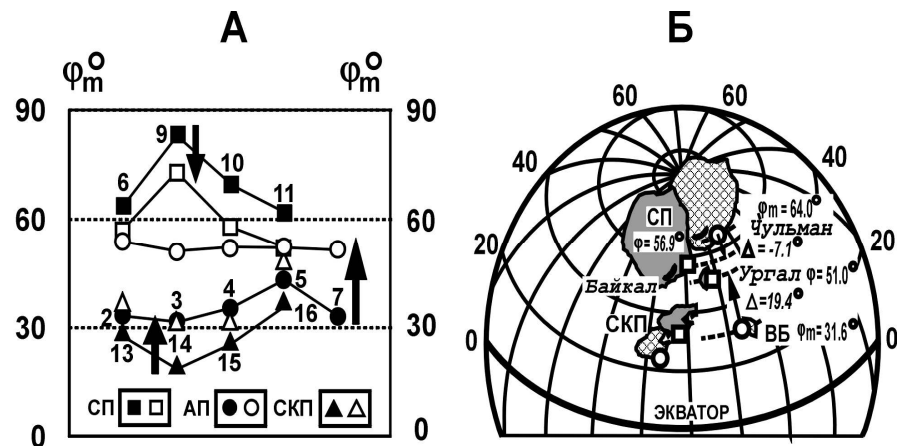


Рис. 4. Сравнение палеоширотных позиций наложенных юрских осадочных депрессий Амурской и Сибирской плит. А – палеоширотные позиции объектов исследований в средней-поздней юре (в настоящее время) – заштрихованные значки; цифры у значков – порядковые номера объектов из табл. 1 в работе [4]; стрелками показано направление смещения геоблоков (плит). Б – палинпастическая реконструкция взаимного расположения Верхне-Буреинской (ВБ) депрессии Амурской плиты, Чульманской депрессии Сибирской плиты – СП) и Северо-Китайской плиты – СКП (из работы [8]). Затуманенными контурами (крапом) обозначены позиции СП, ВБ и СКП в настоящее (среднеюрское) время, полыми квадратами (кружками) – современные (юрские) позиции изученных разрезов для Ургала (ВБ) и Чульмана (СП) – соответственно №№ 3 и 6 таблицы 1 [8], а также усредненные – для средне-позднеюрских реферативных данных по СКП (№№ 14-16 той же таблицы); стрелками показано широтное смещение геоблоков Верхне-Буреинской и Чульманской наложенных впадин.

Полученные палеомагнитные данные дают основание, в частности, предполагать, что в средне-поздне-юрское время изученные наложенные депрессии восточной части Амурской плиты в палеогеографическом отношении представляли собой пассивную континентальную окраину Северо-Китайской плиты, отделенную на 1-2 тысячи километров от Сибирской плиты реликтовыми озерно-континентальными бассейнами и мелководными заливами Палеоазиатского океана и/либо это расстояние, в целом, характеризует общую величину сокращения (скупивания) коры при коллизии и аккреции.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке ДВО РАН (грант 09_III_A_08_442)

1. Бретштейн Ю.С., Климова А.В. Палеомагнетизм главных тектонических единиц юга Дальнего Востока // В кн. «Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России». Владивосток. Дальнаука. 2006. С. 206 – 225.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. 1990. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. Кн.1. 328 с., кн. 2. 336 с.
3. Парфенов Л.М., Берзин Н. А., Ханчук А. И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 7-41.
4. Бретштейн Ю.С., Климова А.В. Палеомагнитное изучение позднепротерозойских и раннекембрийских пород террейнов Амурской плиты // Физика Земли. 2007. № 10. С. 95-109.
5. Zhao X., Coe R.S., Zhou Y., et al. New paleomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // Tectonophysics. 1990. № 181. P. 43-81.

6. Бретштейн Ю. С., Гурарий Г.З., Печерский Д. М. Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов Юго-Западного Приморья // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. N 4. С. 41-63.
7. Kravchinsky V.A., J.-P. Cogne, W.P. Harbert, Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol–Okhotsk suture zone, Siberia // Geophys. J. Int. 2002. V. 148. P. 34-57.
8. Бретштейн Ю.С. Петро-, палеомагнитное изучение юрских осадочных пород Юго-Востока России // Физика Земли. 2009. № 6. С. 32-43.
9. Gilder S.A., Courtillot V. Timing of the North-South China collision from new middle to late Mesozoic paleomagnetic data from the North China Block // J.Geophys. Res. 1997.V. 102. № B8. P. 17713-17727.
10. Zhang K.-J. North and South China collision along the eastern and southern N. China margins // Tectonoph. 1997. № 270, P. 145-156.
11. Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климух В.С. Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 10. С. 1061-1073.

Таблица. Сопоставление палеомагнитных данных для юрских пород Амурской, Сибирской и Северо-Китайской плит.

Район	$\lambda/\phi/\phi_m$	ϕ_p а/б/в	D	I	Λ	Φ	A_{95}	F	ΔF	R	ΔR		
Амурская плита													
1	Среднее для 5 районов, №№ 2-5, 7	123.9	43.5	344.1	57.9	349.1	72.4	19.7	a	4.6	15.0	38.9*	20.1
		52.2	73.2						б	35.2*	18.0	28.7	46.5
		38.5	60.7						в	22.2*	17.0	20.7	26.4
2	Ургал № 3	133.2	44.7	323.6	50.6	21.3	57.0	8.4	a	13.1*	7.4	61.1*	10.8
		51.0	72.7						б	41.9*	12.4	37.3	42.1
		31.6	56.3						в	24.9*	10.9	0.6	18.1
Сибирская плита													
3	Среднее для 5 районов, № № 6, 8-11	123.8	52.8	31.4	86.4	133.9	68.3	16.8	a	-31.6*	13.0	3.5	99.6
		62.5	-						б	-	-	-	-
		82.9	-						в	-	-	-	-
4	Чульман, южная окраина СП, № 6	124.8	48.0	317.6	76.3	71.4	68.4	12.5	a	-16.4*	10.0	67.6*	22.6
		56.9	-						б	-	-	-	-
		64.0	-						в	-	-	-	-
Северо-Китайская плита													
5	Среднее для 3 районов, № № 14-16	117.2	-	17.7	46.5	234.4	72.4	7.7	a	-	-	-	-
		37.2	57.5						б	30.2*	12.2	6.3	23.9
		27.8	50.0						в	22.5*	10.6	42.0*	15.7

λ, ϕ – средние координаты района; ϕ_m, ϕ_p – полученная и расчетная геомагнитная широта (палеоширота) района; Λ, Φ (A_{95}) долгота, широта (радиус круга доверия) для среднего полюса при вероятности $I-p=0.95$; F- смещение геоблоков по широте ($\phi_p - \phi_m$), пересчитанное из координат юрского полюса кратона: (а) – СКП, (б) – СП (среднее), (в) – СП (Чульман); знак (+) или (-) означает смещение рассчитанной позиции ϕ_p относительно полученной ϕ_m севернее или южнее; R – угол вращения геоблоков; (ΔF), (ΔR) – доверительные интервалы (стандартные угловые отклонения) для уровня вероятности $I-p = 0.95$. Статистически значимые величины параметров F и R показаны курсивом со звездочкой. Ссылки на номера районов приведены по табл. 1, опубликованной в работе [8].

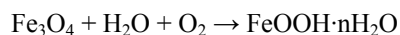
УЧЕТ ВЛИЯНИЯ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ МАГНЕТИТА ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ НАПРЯЖЕННОСТИ ДРЕВНЕГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

К.С. Бураков, И.Е. Начасова

Институт физики Земли РАН, Москва, (k.s.burakov@mail.ru)

При определении напряженности древнего геомагнитного поля по остаточной намагниченности древней керамики мы используем модифицированный метод Телье [1], в котором на каждом температурном шаге первый нагрев образцов производится в отсутствие магнитного поля (температурная чистка J_n), а второй – в известном магнитном поле для определения величины намагниченности J_H . После каждой пары нагревов до заданной температуры измеряем магнитную восприимчивость и анизотропию для контроля химических изменений магнитной фракции при нагреве. По результатам измерений строится диаграмма Арай-Нагаты $J_n(J_H)$, на которой все точки должны ложиться на одну прямую. В действительности всегда, особенно если мы имеем дело с древней керамикой, точки, относящиеся к температурам ниже 200°C, лежат ниже прямой, проведенной по точкам, проведенным по данным для средних температур (250-450°C), а точки, относящиеся к высоким температурам (выше 540°C) – выше этой прямой. Причиной этого является химическое выветривание магнетита.

Гидроокислы железа изначально отсутствуют в ферромагнитной фракции керамики, поскольку неустойчивы к нагревам. Но если керамика перестает использоваться и не подвергается последующим нагревам, содержащиеся в керамике частицы магнетита в присутствии воды и кислорода начинают подвергаться химическому выветриванию, в результате чего на поверхности магнетитовых частиц появляются слабомагнитные гидроокислы железа лимонит и гетит:



В результате магнитная восприимчивость керамики несколько уменьшается.

Присутствие лимонита определяется по росту магнитной восприимчивости и ее анизотропии после нагрева в диапазоне температур до 200°C. При этом увеличивается и остаточная намагниченность, рост этой намагниченности можно воспринять как чистку вторичной, направленной обратно основной намагниченности, однако при чистке переменным магнитным полем такой рост не наблюдается.

Величина фактора Кенигсбергера для «счищенной» после нагрева намагниченности $Q_n \approx 20$, типична для Q_n термонамагниченных образцов, содержащих магнетит. Поэтому такой рост намагниченности связан с восстановлением размера и формы крупных частиц магнетита с блокирующими температурами выше 400°C.

Гетит более устойчив к нагревам до температур порядка 270°C; он теряет воду в достаточно узком температурном интервале 275-300°C и превращается либо в гематит с аномально высокими магнитными свойствами либо в магнетит [2]. У таких образцов наблюдается рост остаточной намагниченности при нагреве в интервале 270-315°C как и в случае с лимонитом, при этом резко увеличивается магнитная восприимчивость и анизотропия магнитной восприимчивости.

Маггемит, являющийся продуктом окисления магнетитовых частиц, также иногда присутствует в некоторых образцах. На диаграмме Арай-Нагаты для маггемит-содержащих образцов характерно резкое уменьшение величины J_n до температуры порядка 350°C, связанное с разрушением маггемита, и лишь незначительный рост величины J_H с увеличением температуры нагрева.

В процессе нагревов изменяется как величина магнитной восприимчивости, так и ее анизотропия, т.е. отношение K_{\max}/K_{\min} . Их значения достигают максимума после нагрева образцов до 600°C. Таким образом, при лабораторных нагревах происходит восстановление химически измененных магнетитовых частиц (их размеров и формы) до первоначального состояния.

Если принять, что при полном выветривании магнитная восприимчивость стремится к 0, тогда степень выветривания магнетита можно оценить в процентах по изменению величины магнитной восприимчивости образцов до нагревов и после нагрева до 600°C:

$$W_k = 100 \times (K(600) - K(20)) / K(600), \text{ где}$$

$K(20)$ и $K(600)$ – соответственно магнитная восприимчивость образца до нагревов и после нагрева до 600°C. А также по изменению анизотропии:

$$W_a = 100 \times (A_n(600) - A_n(20)) / (A_n(600) - 1), \text{ где}$$

$A_n(600) = K_{\max}/K_{\min}$ – анизотропия образца, измеренная после нагрева до 600°C;

$A_n(20) = K_{\max}/K_{\min}$ – анизотропия образца, измеренная до нагревов. При этом полагаем, что при полном выветривании частицы магнетита становятся изотропными ($K_{\max}/K_{\min} = 1$).

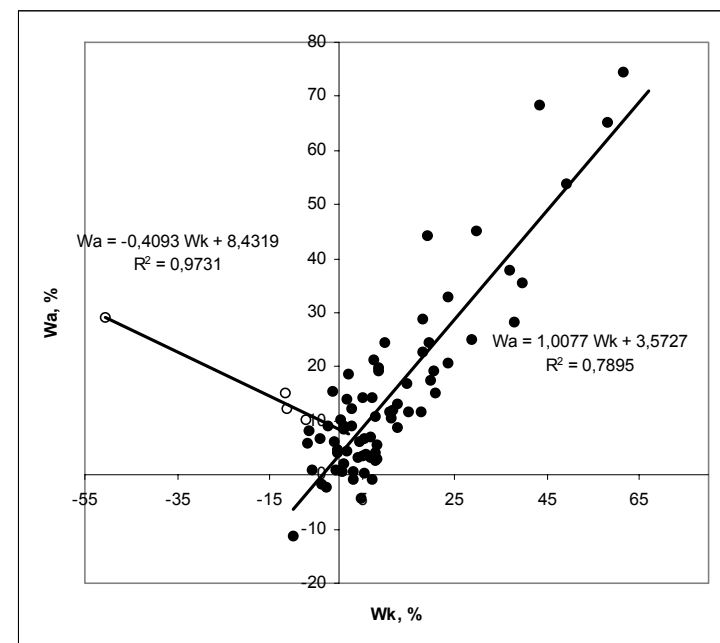


Рис. 1. (пояснения в тексте)

На рис. 1 показано соотношение величин W_a и W_k для образцов, содержащих лимонит и гетит (залитые точки) и маггемит (полые точки). Очевидно, что имеет место тесная связь между изменением величины магнитной восприимчивости и анизотропии магнитной восприимчивости. Для образцов, содержащих лимонит и гетит величины W_a и W_k практически одинаковы.

Степень выветривания магнетита в керамике зависит как от климата и его изменений в районе, где она находилась, так и от локальных особенностей в месте ее хранения. Археомангнитные исследования образцов керамики из археологических памятников Португалии показали, что наибольшему выветриванию подвергается керамика, значительное время находившаяся вблизи поверхности на глубинах до 20 см.

Выводы Во всех образцах обожженных глин и керамики, длительное время находившихся в природных условиях, в той или иной степени наблюдается выветривание содержащегося в ней магнетита. Выветривание не оказывает существенного влияния на результаты определения напряженности древнего магнитного поля по намагниченности образцов, содержащих лимонит, если коэффициент W_k для них не превышает 20%. Образцы с явными признаками присутствия гетита и маггемита непригодны для определения напряженности древнего магнитного поля.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 09-05-00369

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. Багин В.И., Гендлер Т.С., Авилова Т.К. Магнетизм α -окислов и гидроокислов железа. 1988. М: ИФЗ АН СССР. 180 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОГО СКЛОНА АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ

Р.В. Веселовский, В.Э. Павлов

Институт физики Земли РАН, Москва, (ramzesu@ya.ru)

Возможности применения большинства традиционных методов геотектоники для изучения тектонической эволюции нашей планеты в докембрии крайне ограничены. В настоящее время подобного рода исследования проводятся, главным образом, с помощью изотопно-геохронологического, структурно-геологического и палеомагнитного методов. Главным инструментом палеомагнитного метода, применительно к палеотектоническим исследованиям, является построение кривых кажущейся миграции полюса (кривых КМП) тектонических блоков земной коры. На сегодняшний день кривые КМП относительно детально разработаны почти для всех древних кратонных блоков, однако имевшихся до последнего времени палеомагнитных данных по докембрию Сибирской платформы было крайне недостаточно для сколько-нибудь уверенного построения соответствующего участка кривой КМП, особенно для ранне-среднерифейского времени.

За последние годы было получено несколько новых надежных палеомагнитных определений по рифею Сибирской платформы, сопровождавшихся датировками изотопного возраста исследованных объектов (табл.). Так, по дайкам южного склона Анабарского поднятия (чиэресской и куонамским) были получены два полюса для 1384 ± 2 и 1503 ± 5 млн. лет соответственно (U-Pb, бадделеит) [2]. Правда следует отметить, что палеомагнитная надежность первого из них крайне низка, поскольку полюс получен по семи образцам из одной дайки. Палеомагнитный полюс, полученный по дайкам и силлам северного склона Анабарского поднятия (р.Фомич) [1], в полной мере удовлетворяет современным критериям палеомагнитной надежности и отвечает возрасту интрузивных тел – 1513 ± 51 (Sm-Nd, 5 точек) и 1493 ± 34 (U-Pb, бадделеит) млн. лет. Еще один надежный полюс по силлу реки Сололи (Оленекское поднятие) опубликован в принятой в печать работе [3]; возраст силла оценен в 1473 ± 24 млн. лет (U-Pb, бадделеит). Еще несколько палеомагнитных полюсов получено по осадочным породам Учуро-Майского района и склонам Анабарского поднятия, но их привязка к геохронологической шкале затруднена.

Для восполнения острого недостатка в ключевых палеомагнитных полюсах Сибирского кратона для раннерифейского времени, летом 2007 года нами были изучены и доизучены интрузивные тела основного состава, обнажающиеся в долинах рек Котуй, Котуйкан и Джогджо, стекающих с северо-западного склона Анабарского поднятия (рис. 1а).

В долине р.Джогджо ориентированные образцы были отобраны из 4 силлов, мощность которых составляет 3-6 м, и одного силла с видимой мощностью около 30 м, который был опробован в 3-х точках (6,7,8). В нижнем течении р.Котуйкан были опробованы 5 силлов. Мощность силлов колеблется от 3-5 м (точки 9,10,11,12) до 30 м (точка 13). В долине р.Котуй, на отрезке реки в 40-50 км выше по течению от устья р.Котуйкан, были опробованы 2 силла: один силл

(видимой мощностью до 100 м) был опробован в 9 точках, а другой силл (мощностью около 5 м) – в одной точке. В каждой точке было отобрано по 8-15 ориентированных образцов. Все силлы внедрены в осадочные карбонатные породы среднего-верхнего рифея.

Расчитанные средние направления намагниченности для каждой точки опробования приведены в таблице и отображены на рис. 16. Среднее направление для «большого» силла р.Котуй было вычислено «по образцам», к которым были добавлены направления компонент намагниченности трех образцов из силла, опробованного в точке 14, которые лежат в области нахождения компонент намагниченности «большого» силла.

Таблица.

№ точки отбора	Координаты точки		Палеомагнитные направления					Примечания (номера обр.)
	φ	λ	N (S)	D	I	K	α ₉₅	
р.Дзюгодзю								
1	70°11'05"	104°07'19"	11	224.5	-23.1	30	8.5	9010-9043
2	70°13'41"	104°10'40"	8	211.7	-13.8	41	8.8	9054-9068
4	70°28'	104°27'	14	221.1	-29.6	47	5.9	9100-9140
6	70°29'16"	104°29'20"	8	226.3	-14.0	73	6.5	7527-7542
7	70°30'42"	104°31'45"	11	255.5	-28.8	58	6.0	7558-7572
8	70°30'55"	104°30'08"	12	227.5	-29.9	38	7.1	7573-7587
р.Котуйкан								
9	70°33'45"	104°01'49"	14	221.1	7.4	37	6.6	169-183
10	70°33'48"	103°53'27"	18	216.5	19.4	20	8.0	205, 9261
11	70°31'	103°54'	9	225.8	-14.8	41	8.2	9286-9305
12	70°31'	103°54'	10	208.0	-6.8	22	10.6	9321-9335
13	70°31'10"	103°51'19"	8	218.4	-15.3	68	6.8	215-229
р.Котуй								
14+(15-22)	70°18'	103°32'	54	212.4	-15.6	22	4.3	230-324
Среднее направление:								
	70°20'	103°50'	(12)	221.9	-14.2	19	10.2	

Палеомагнитные полюсы Сибирской платформы:				
Район (изотопный возраст, млн. лет)	Φ	Λ	dp/dm (A95)	Ссылка
интрузивы З.Прианабарья (1502±2)	21.5	237.5	5/10	эта работа
интрузивы С.Прианабарья (1513±51)	18.9	256.9	5/10	[1]
силл Сололи (1473±24)	33.6	253.1	10.4	[3]
чирэсская дайка (1384±2)	4.0	258.0	5/9	[2]
куонамские дайки (1503±5)	6.0	234.0	14/18	[2]

φ, λ – широта и долгота объекта; N – число образцов, S – кол-во сайтов (точек); D, I – палеомагнитное склонение и наклонение; K, α₉₅ – кучность и радиус круга доверия; Φ, Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса; A95, dp/dm – радиус круга или величины полуосей овала доверия. Все данные приведены с учетом местного склонения.

Из приведенного набора средних направлений намагниченности можно довольно уверенно выделить направления с крутыми отрицательными наклонениями (точки 1,4,7,8), низкими отрицательными наклонениями (точки 2,6,11,12,13,14+) и положительными наклонениями (точки 9 и 10). Поскольку в структуре чехла данного района крайне слабо выражены какие-либо следы тектонической активности, то наблюдаемый разброс средних направлений намаг-

ниченности может быть вызван разным возрастом исследуемых магматических тел и/или вековыми вариациями магнитного поля Земли. В пользу последнего довода можно сказать, что (а) некоторые из исследуемых даек и силлов являются маломощными и опробовались в одной точке, что неизбежно влечет за собой пренебрежение усреднением вековых вариаций; (б) средние направления намагниченности, рассчитанные по точкам опробования крупных силлов (точки 6-8 и 15-22), дают значительный разброс по склонению и наклонению, в то время как они являются (в геологическом смысле) практически одновозрастными (в пределах одного силла). Для надежного обоснования различия возрастов изученных интрузивных тел необходимо проведение их изотопного датирования, наращивание статистики палеомагнитных определений и проведение геохимических исследований. На данном этапе исследований мы склонны относить исследованные тела к одной генерации (или близковозрастным генерациям).

Как можно видеть из рис. 16, среднее направление намагниченности для силлов долины р.Котуй (точки 14-22) уверенно попадает в кластер средних направлений раннерифейских даек и силлов, что позволяет убедительно говорить о позднепротерозойском возрасте этих силлов, относившихся до недавнего времени к пермо-триасовой трапповой формации (ГТК-200).

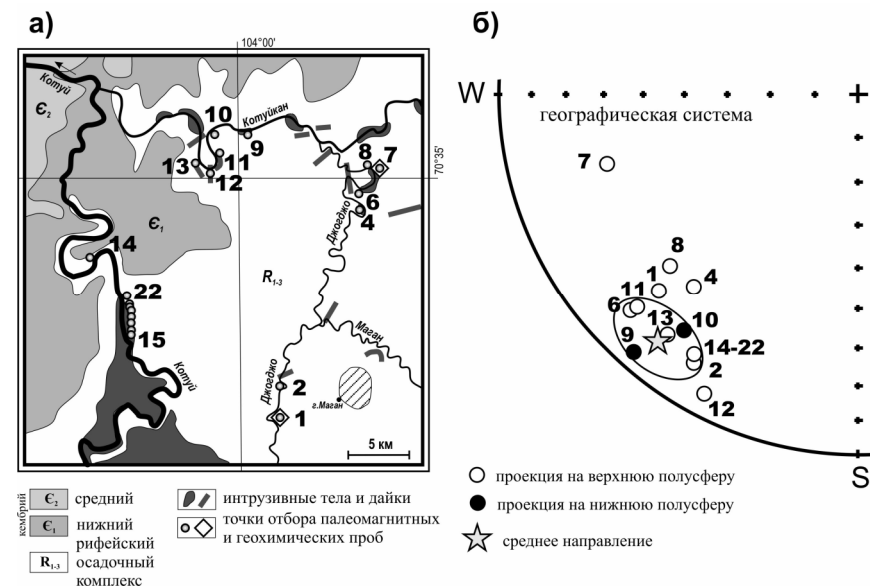


Рис 1. а) геологическая схема района исследований и расположение опробованных объектов; б) стереограмма, иллюстрирующая распределение средних направлений намагниченности в изученных интрузивных телах. Номера соответствуют точкам опробования в таблице и тексте. Звездочкой показано среднее направление намагниченности с овалом доверия.

По средним направлениям намагниченности был рассчитан палеомагнитный полюс (табл). Его сравнение с надежными полюсами Сибирской платформы, имеющими современные изотопные датировки (силлы Сололи, интрузии северного Прианабарья) указывает на их близость. Это может свидетельствовать о крупном магматическом событии, имевшем место около 1.5 млрд. лет назад и

затронувшем значительную территорию в пределах современного севера Сибирского кратона.

Практически из всех исследованных интрузивных тел были отобраны геохимические пробы для определения изотопного возраста. К настоящему времени возраст получен по породам силла долины р.Джогджо (точки 6-8), внедренного в юсмастахскую свиту верхнего рифея, который составил 1502 ± 2 млн. лет (U-Pb, бадделеит; М.Гамильтон, устное сообщение). Также был получен возраст еще одного силла долины р.Джогджо (точка 1), составивший 1772 ± 7 млн. лет (U-Pb, цирконы; М.Гамильтон, устное сообщение). Однако существует ряд сомнений в первичности датированных цирконов, и указанный возраст пока не рассматривается нами как надежный.

Таким образом, в результате проведенных палеомагнитных и геохронологических исследований получен новый палеомагнитный полюс Сибирской платформы. Датировка изотопного возраста одного из исследованных тел составила 1502 ± 2 млн. лет. Полученный полюс пополняет палеомагнитную базу данных и, с некоторыми ограничениями, может быть использован для построения кривой КМП Сибирской платформы, а также для проведения палеотектонических и палеогеографических реконструкций.

Исследования выполнены при поддержке гранта Президента РФ МК-416.2008.5 и гранта РФФИ 07-05-00880-а

1. Веселовский Р.В., Петров П.Ю., Карпенко С.Ф., Костицын Ю.А., Павлов В.Э. Новые палеомагнитные и изотопные данные по позднепротерозойскому магматическому комплексу северного склона Анабарского поднятия // ДАН, т.410, №6, 2006. С. 775-779.
2. Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D. Integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology of mafic dikes of the eastern Anabar Shield region, Siberia: Implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // J. of Geol., 2000, v. 108, N 3, p. 381-401.
3. Wingate M.T.D., S.A. Pisarevsky, D.P. Gladkochub, T.V. Donskaya, K.M. Konstantinov, A.M. Mazukabzov, A.M. Stanevich. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // Precambrian Research 170 (2009) 256-266.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГА СИБИРСКОГО КРАТОНА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

В.Ю. Водовозов¹, А.Н. Диденко^{2,3}, Д.П. Гладкоhub⁴,
Т.В. Донская⁴, А.М. Мазукабзов⁴

¹МГУ, геологический факультет, (vodo7474@yandex.ru);

²Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск;

³Геологический институт РАН, Москва;

⁴Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Представлены законченные результаты многолетних исследований раннепротерозойских постколлизийных образований юга Сибирского кратона, палеомагнитное изучение дополнялось геологическими и изотопно-геохронологическими исследованиями и большей частью носило пионерский характер. Изучение геологической эволюции крупных тектонических блоков земной коры – фундаментальная задача геологии. Конец раннего протерозоя – один из важнейших этапов в истории Земли, это эпоха диастрофизма, образования суперконтинентов. Только палеомагнитные данные могут количественно охарактеризовать крупномасштабные перемещения блоков и позволяют тестировать различные конфигурации гипотетических суперконтинентов. Для раннего протерозоя Сибири таких данных практически не было, например, в недавней сводке по палеомагнетизму докембрия древних блоков [1] весь ранний протерозой Сибири оказался «белым пятном». Таким образом, настоящей научной целью стало получение, прежде всего, палеомагнитных определений, отвечающих современным требованиям палеомагнитной надежности, с датированием абсолютного возраста пород точностью не хуже чем 20 млн. лет.

Пригодных раннепротерозойских геологических объектов для палеомагнитного изучения в Сибири крайне мало, краевые выступы фундамента юга Сибирского кратона – Шарыжалгайский и Байкальский – одни из самых перспективных. В пределах этих выступов выделяются комплексы, которые образовались вскоре после коллизии, амальгамации террейнов, слагающих фундамент Сибирского кратона, это так называемый Южно-Сибирский постколлизийный пояс [например, 2]. Слагающие его гранитоиды таракского, саянского, шумихинского, приморского и кодарского комплексов и вулканогенно-осадочные отложения аkitканской серии характеризуются хорошо определенной геодинамической позицией, наличием прецизионных датировок абсолютного возраста и слабым проявлением метаморфизма, предоставляют широкие возможности для проведения полевых тестов.

Шарыжалгайский выступ Объектами изучения служили постколлизийные гранитоиды шумихинского и саянского комплексов, отобранные из 4 массивов, крайние массивы удалены друг от друга на 135 км, всего 204 образца из 11 точек. Основные результаты опубликованы в статьях [3–5]. Палеомагнитная запись схожа во всех массивах, здесь выделена характеристическая компонента ЕОН двух полярностей, тест обращения положительный $\gamma/\gamma_c = 8.8/17.4$. Сходство палеомагнитных направлений удаленных массивов и геологические данные о том, что граниты внедрялись в уже жесткую раму, позволяют надеяться, что здесь устранены ошибки из-за возможного разворота отдельных массивов. Здесь так-

же удалось рассчитать тепловую историю породы на примере Тойсукского массива [4]: были получены три датировки – по U/Pb методу по циркону, а также по Ag/Ag методу по амфиболом и биотиту, что позволило оценить скорость остывания гранитного массива и тем самым рассчитать время приобретения термоостаточной намагниченности.

Байкальский выступ, Байкальский хребет Объектами изучения были вулканогенно-осадочные породы аkitканской серии – малокозинская и хибеленская свиты, а также базитовые дайки чайского комплекса. Отобрано 520 образцов из 36 сайтов, расстояние между крайними точками 180 км. Основные результаты исследований опубликованы в статьях [6; 7]. Самый сложный для изучения район из-за интенсивной локальной тектоники и запутанных стратиграфических соотношений. Кроме того повсеместно отмечено проявление регионального перемагничивания, наши более ранние результаты, которые мы считали первичными [например, 8], получены именно по таким породам. Предполагаемое время перемагничивания – поздний рифей, пересечение плоскостей перемагничивания, построенных по перемагниченным породам разного возраста, лежит в районе среднего направления даек нерсинского комплекса Присяня [5], имеющих возраст 740-760 млн. лет. Фактором перемагничивания могли послужить многочисленные дайковые рои возраста 787 млн. лет [9], которые присутствуют в регионе. Нам все же удалось получить 3 средних первичных направления, подтвержденных полевыми тестами (табл.). Определение по малокозинской свите подтверждается положительными тестами конгломератов и складки. Компоненты хибеленской свиты биполярные, обе полярности определены очень кучно, но тест обращения отрицательный. Направление пород хибеленской свиты на наш взгляд также близко к первичному, тест складки положительный, но незначительно контаминировано более поздним полем. Характеристические направления базитовых даек чайского комплекса, внедрившиеся в недеформированные породы аkitканской серии (тест складки положительный), практически совпали с направлениями в дайках того же комплекса Аkitканского хребта (в котором не проявлен процесс регионального перемагничивания), что свидетельствует об их первичности.

Байкальский выступ, Аkitканский хребет Самый спокойный в тектоническом смысле район, здесь в долине реки Чаи обнажается уникальный по своей сохранности протяженный разрез пород раннепротерозойского возраста. Изучены терригенно-вулканогенные породы аkitканской серии и базитовые дайки чайского комплекса. Отобрано 454 образца из 32 точек, расстояние между крайними составило 60 км. Основные результаты опубликованы в статьях [5; 7]. Получены 4 средних первичных направления, подтвержденных полевыми тестами: по породам хибеленской, чайской и окуньской свит, а также базитовым дайкам чайского комплекса. Помимо глобальных, здесь удалось также решить локальную задачу, показать, что направления, выделенные в породах окуньской свиты близки к направлениям в других свитах аkitканской серии и отличаются от направлений рвущих их даек. Тем самым палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что окуньская свита должна входить в состав аkitканской серии, как и предполагал ранее Л.И. Салоп [10].

Таблица. Палеомагнитные определения по раннепротерозойским образованиям юга Сибирского кратона.

№ п/п	Формация	Возраст, млн. лет	Среднее направление			Тесты	Полус				
			D, °	I, °	k		α_{95} , °	Ф, °	Λ, °	A95, °	Ф, °
Шарьгалгайский выступ											
1	Гранитоиды шумихинского и саянского комплексов	1850±10	351.5	-28.3	11.2	3.9	Обращения	-22.3	112.1	3.2	15
Байкальский выступ (Байкальский хребет)											
2	Малокозинская свита*	1878±4	187.2	6.8	79.4	6.3	Конгломератов Складки	-31.7	100.2	4.5	3
3	Хибеленская свита	1878±4	161.2	29.1	64.1	15.5	Складки	-18.0	127.1	12.7	16
4	Базитовые дайки**	1752±3	189.4	-16.3	44.8	11.6	Складки	-41.6	96.8	8.6	-8
5	«Перемагничивание»	~780	329.0	-8.0	25.5	13.5	Складки	-25.9	143.5	9.7	4
Байкальский выступ (Аkitканский хребет)											
6	Чайская свита	1863±9	190.6	19.2	47.6	5.8	Конгломератов Контакта	-22.0	99.5	4.4	10
7	Хибеленская свита	1855±4	207.4	16.1	23.5	7.3	Конгломератов	-20.5	81.0	5.4	8
8	Окуньская свита	PR ₂	358.6	-8.1	14.7	9.6	Обращения	-28.5	111.6	6.9	4

* – Были продатированы вулканы хибеленской свиты. Возраст малокозинской свиты мы оцениваем как близкий возрасту хибеленской свиты на данной территории.

** – При расчете среднего направления и полуса использованы образцы из трех даек Байкальского хребта и двух даек Аkitканского хребта.

В результате проведенных исследований (табл.) получено семь новых раннепротерозойских палеомагнитных определений для Сибирского кратона, что позволило втрое нарастить эту часть палеомагнитной базы данных. Четыре определения отвечают понятию «ключевого» для докембрия [11] – это гранитоиды Шарыжалгай, осадочные породы малокозинской свиты Байкальского хребта, чайской свиты Аkitканского хребта и базитовые дайки обоих хребтов. Другие определения менее обоснованы, но позволяют использовать их для детализации раннепротерозойского тренда Сибирского кратона. Наиболее надежные определения ложатся на закономерную кривую КМП Сибири, образуя незамкнутую петлю [рис.].

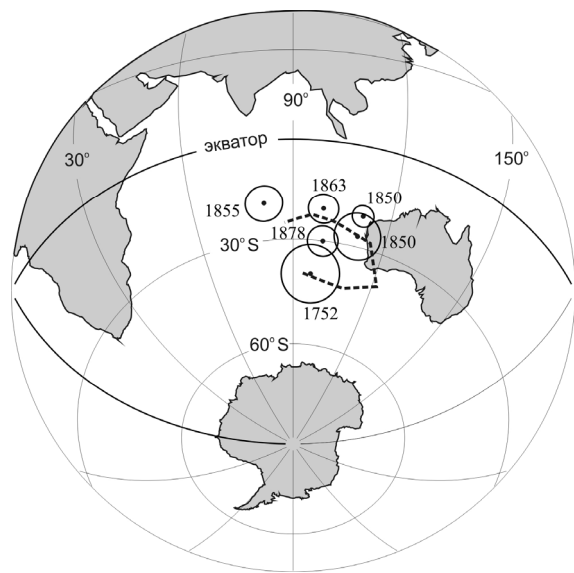


Рис. Раннепротерозойский сегмент кривой КМП Сибири

Эти результаты позволили расшифровать сценарий становления юга Сибирского кратона в раннем протерозое и провести реконструкцию палеоширотного положения Сибири в этот период. Наши данные свидетельствуют о согласованном передвижении трех блоков, составляющих юг кратона – Шарыжалгай, Байкальского и Аkitканского хребтов, по крайней мере, начиная с 1850 млн. лет. Интерпретация палеомагнитных данных позволяет проследить перемещение Сибирского кратона в интервале времени от 1878 до 1752 млн. лет в южном направлении – из северных приэкваториальных широт в южные приэкваториальные широты. Сравнение раннепротерозойских участков кривой КМП позволяет тестировать гипотезы раннепротерозойских суперконтинентов, для Лаврентии наблюдается сходная с нашей петля. Наши данные не противоречат вхождению Сибири в конце раннего протерозоя в состав суперконтинента Колумбия, при этом сочленение ее с Лаврентией проходило по южному краю Сибири и северной окраине Лаврентии. Кроме того, в палеомагнитной записи раннепротерозой-

ских пород Байкальского хребта выделены следы регионального перемагничивания, которое связывается нами с внедрением неопротерозойского дайкового комплекса 740–780 млн. лет и является, таким образом, отражением единого импульса растяжения – распада суперконтинента Родиния.

Работа выполнена в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН "Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ" (проект 09-1-ОНЗ-10) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00223а)

1. Pesonen L.J., Elming S.-A., Mertanen S. et al. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, p. 289-324.
2. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазность. М.: Научный мир, 2006. 212 с.
3. Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикина Е.В. и др. Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона и геодинамические следствия // 2003. Т. 390, № 3. С. 368-373.
4. Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикина Е.В. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизийных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // *Физика Земли*. 2005. № 2. С. 66-83.
5. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Науч. ред. Е.В. Склярва. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.
6. Водовозов В.Ю., Диденко А.Н., Гладкоhub Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В. Результаты палеомагнитных исследований раннепротерозойских образований Байкальского выступа Сибирского кратона // *Физика Земли*. 2007. № 10. С. 60-72.
7. Didenko Alexei N., Vodovozov Vladimir Yu., Pisarevsky Sergei A., Gladkochub Dmitry P., Donskaya Tat'yana V., Mazukabzov Anatoly M., Stanevich Arkady M., Bibikova Elena V., Kirnozova Tat'yana I. Palaeomagnetism and U-Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implication for the pre-Neoproterozoic tectonics / in: Reddy, S.M., Mazumder, R., Evans, D.A.D. and Collins A.S., eds., *Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution*. Geological Society, London, Special Publications. 2009. V.323. P. 145-163.
8. Водовозов В.Ю., Диденко А.Н. Палеомагнетизм нижнепротерозойских отложений Аkitканского вулcano-плутонического пояса Сибирского кратона / Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Борок. 11-14 октября 2003 г. М., ГЕОС. С.15-18.
9. Гладкоhub Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Склярва Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // *Геология и геофизика*. 2007. № 1. С. 22-41.
10. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. 511 с.
11. Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G. et al. Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles // *Tectonophysics*. 2000. V. 319. P.167-198.

ВЛИЯНИЕ МАРГАНЦА НА КИНЕТИКУ ТЕРМИЧЕСКОГО РАЗЛОЖЕНИЯ ПРИРОДНЫХ ЛЕПИДОКРОКИТОВ

А.К. Ганеев, С.К. Грибов, А.В. Долотов

ГО «Борок» ИФЗ РАН

Хотя реакция дегидратации лепидокрокита в ходе лабораторных нагревов изучена достаточно широко, тем не менее в настоящее время полученные результаты не представляют собой всестороннего исследования этого процесса. До сих пор опубликовано сравнительно мало работ по кинетике разложения γ -FeOOH [1–3] и отсутствуют систематические исследования влияния примесей на его реакционную способность [4–6]. Вместе с тем эти данные имеют принципиальное значение в практике магнетизма горных пород и палеомагнетизма, поскольку знание эффекта влияния изоморфного замещения железа на устойчивость как самого оксигидроокисла, так и продуктов его преобразования может служить основой для оценки влияния элементов-примесей на интенсивность и стабильность остаточной намагниченности данных соединений, а следовательно, и на характер ее закрепления на любой стадии самопроизвольного преобразования этих веществ в природных условиях.

Задача этой статьи состоит в изложении результатов динамических и статических магнитных экспериментов по изучению температурных фазовых превращений лепидокрокитов с изоморфной примесью марганца в структуре (наиболее распространенный вариант в природе).

Объекты, методы и аппаратура исследования В рамках данного исследования в качестве объектов выбраны две группы природных образцов: I группа – мономинеральная фракция γ -FeOOH, согласно данным спектрального анализа, содержащая в структуре до ~1 вес.% Mn, II группа – двухфазная смесь лепидокрокита (~2 вес.% Mn в качестве изоморфной примеси) и гетита (α -FeOOH). Как показало электронно-микроскопическое исследование, в обеих группах рассматриваемой коллекции лепидокрокит имеет игольчатое строение с явно выраженной текстурой. В настоящей работе кинетика дегидратации γ -FeOOH исследовалась с помощью измерения изменения со временем намагниченности насыщения $J_s(t)$ в ходе изотермического ($t=312$ часов) нагрева образцов в диапазоне $T=150$ – 450 °C. Для дополнения данных изотермического кинетического эксперимента были также применены методы термогравиметрии исходных образцов, а также порошковой рентгеновской дифрактометрии и термомагнитного (по J_s) анализа как исходного реагента, так и продуктов его дегидратации на разных этапах процесса.

Термический анализ проводился в динамических условиях (непрерывный нагрев) с использованием ТГ-ДСК сенсора синхронного термического анализатора NETZSCH STA 449C (стандартный платиновый держатель образца, скорость нагревания 10 и 40 град/мин, навеска вещества $m=5$ – 10 мг). При этом из одной навески одновременно регистрировались четыре кривые: температурная (Т), термогравиметрическая (ТГ), дифференциальная термогравиметрическая (ДТГ) и дифференциальной сканирующей калориметрии (ДСК).

Рентгенометрические исследования, включающие анализ фазового состава, текстуры, определения размера областей когерентного рассеяния (ОКР) и уровня микродеформаций (ϵ), осуществлялись при комнатной температуре ($T=T_0=20$ °C) на дифрактометре STOE STADI MP с использованием $\text{CoK}\alpha_1$ -излучения при съемке на просвет в интервале углов $2\theta = 10$ – 110 ° с шагом 0.02 ° и временем набора импульсов в каждой точке до 20 сек. Всего было произведено по восемь последовательных сканирований каждого образца, чтобы набрать необходимую статистику. Обработка результатов рентгенографического эксперимента проводилась с использованием пакета программ POWDER.

Термомагнитный анализ проводился на «магнитных весах» (установка ТАФ-1 конструкции Ю.К. Виноградова) при скоростях нагрева 0.4–4 град/сек в интервале 20–710°С в постоянном магнитном поле $H=H_0=0.65$ Тесла. На этой же установке также в поле H_0 были проведены все кинетические измерения $J_s(t)$. Причем в этих случаях исходный образец ($m<1$ мг) всегда быстро вносился в печь прибора, предварительно нагретую до температуры изотермической выдержки, которая в течение всего кинетического эксперимента поддерживалась в пределе ± 1 °C. Элементный состав и морфология исходных веществ определялись на электронно-микронном анализаторе TESCAN VEGA II. Все указанные выше измерения были выполнены в атмосфере воздуха с использованием только порошкообразных образцов.

Результаты термического анализа исходных образцов Совмещенные термограммы (кривые нагрева) для образцов I группы (скорость нагрева 10 град/мин) представлены на рис. 1. На кривой ДСК отчетливо выражены два низкотемпературных эндотермических и один более высокотемпературный экзотермический эффект. Обе эндотермические реакции, сопряженные с соответствующими минимумами на кривой ДТГ (не показана на рис. 1), связаны с потерей молекул воды, происходящей поэтапно в связи с их различным состоянием в лепидокроките: вначале удаляется адсорбированная вода, а при более высокой температуре – структурная, входящая в решетку исходного γ -FeOOH в виде гидроксильных ионов OH^- ; при этом на кривой ТГ фиксируется соответственно <1% и ~11% потери исходной массы.

Выделение гидроксильной воды в небольшом температурном интервале отвечает преобразованию лепидокрокитовой элементарной решетки в маггемитовую, а последующая экзотермическая реакция обусловлена структурным превращением маггемита в гематит (подтверждено рентгенографически). Данный экзотермический эффект сопровождается незначительной постепенной потерей веса, что согласуется с литературными данными [7; 8] о возможности сохранения следов OH^- групп при разложении оксигидроокислов Fe вплоть до 1000°С. Суммарная потеря массы лепидокрокитовых образцов I группы в интервале 20–1000°С составила ~12.5 %, что несколько выше теоретически возможного значения (10.14%) для данного минерала. Увеличение скорости нагрева сдвигает области проявления рассмотренных эффектов в сторону более высоких температур.

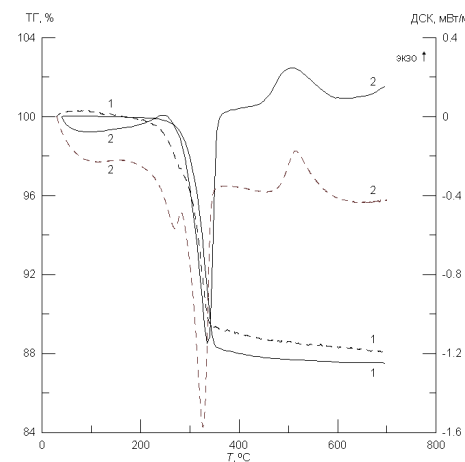


Рис. 1. Температурная зависимость изменения массы (ТГ, кривые 1) и скорости теплового потока (ДСК-сигнал, кривые 2) для образцов I (сплошная линия) и II (пунктир) групп; скорость нагрева 10 град/мин

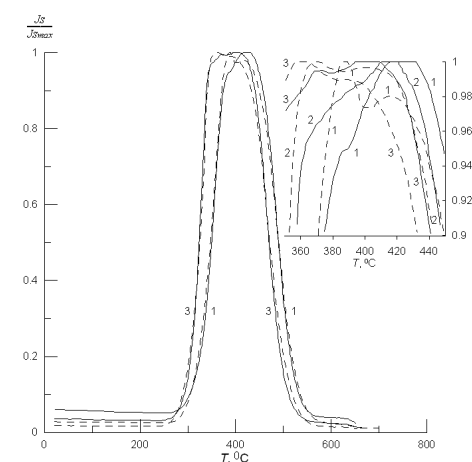


Рис. 2. Кривые термомагнитного анализа исходных образцов первой (пунктирная линия) и второй (сплошная линия) групп коллекции при различных режимах нагрева: 1 – 4°С/сек, 2 – 1°С/сек, 3 – 0.4°С/сек

Результаты термомагнитного анализа На рис. 2 представлены температурные зависимости изменения относительных значений $J_s / J_{S_{\max}}$ ($J_{S_{\max}}$ – максимальная намагниченность насыщения, достигающаяся в процессе реакции) для образцов I группы. Из данного рисунка видно, что после начального постепенного спада величины $J_s(T)$ происходит существенное ее увеличение до абсолютно максимального в ходе реакции значения в относительно узком температурном интервале, с которым можно соотнести переход исходного парамагнитного вещества в ферромагнитное состояние. При более высоких температурах кривые $\frac{J_s}{J_{S_{\max}}}(T)$ обнаруживают незначительное уменьшение величины $J_s(T)$, а

затем рост с достижением локального максимума. По данным рентгенофазового анализа основной магнитной фазой на данном этапе разложения депидокрокита является маггнетит. Дальнейшее увеличение температуры нагрева ведет к относительно резкому спаду намагниченности насыщения (на ~ 90% величины), а затем к монотонному снижению кривых $J_s(T)$ вплоть до температуры $T_{C_3} \sim 656^\circ\text{C}$, близкой к «гематитовым» точкам Кюри (T_C). Повторные кривые $J_s(T)$ показывают лишь непрерывное снижение значения J_s во всем температурном диапазоне от 20°C и до T_{C_3} . При этом величина $J_s(T_0)$ превышает исходную на ~10%.

Результаты изотермического эксперимента Полученные временные зависимости намагниченности насыщения при заданных температурах отжига исходных образцов обеих групп приведены на рис. 3.

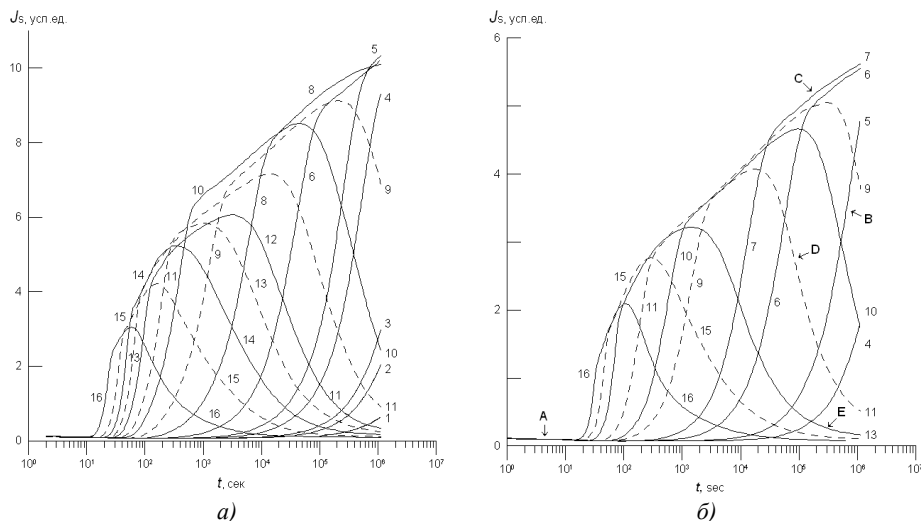


Рис. 3. Изменение J_s от времени (логарифмическая шкала) изотермической дегидратации образцов первой (а) и второй (б) групп коллекции при разных температурах реакции: 1 – 150°C , 2 – 162°C , 3 – 168°C , 4 – 175°C , 5 – 187°C , 6 – 200°C , 7 – 217°C , 8 – 225°C , 9 – 250°C , 10 – 275°C , 11 – 300°C , 12 – 325°C , 13 – 350°C , 14 – 375°C , 15 – 400°C и 16 – 450°C . А, В, С, D – характерные участки кривых

Из этих графиков отчетливо проявляются следующие закономерности в поведении $J_s(t, T)$: 1. Незначительное уменьшение величины J_s в течение первоначального отрезка времени t_0 (для удобства дальнейшего изложения обозначим как участок А кривой $J_s(t)$), за которым следует период роста; значение t_0 быстро уменьшается с повышением температуры реакции; 2. В диапазоне температур $200\text{--}300^\circ\text{C}$ на кривой $J_s(t)$ достаточно отчет-

ливо проявляются два (соответственно В и С) участка преимущественно экспоненциального увеличения намагниченности насыщения; отрезок времени t_1 , разделяющий данные участки, также сокращается с увеличением температуры изотермических отжигов; 3. В случае дегидратации при $T \geq 250^\circ\text{C}$ зависимость $J_s(t)$ в ходе реакции достигает максимального значения при каждой заданной температуре, после чего показывает снижение величины, при этом величина максимального уровня намагничивания и время t_2 его достижения уменьшаются с увеличением температуры дегидратации исходного образца; 4. При $T \geq 300^\circ\text{C}$ период последующего спада величины $J_s(t)$ также условно можно разделить на два участка: с более выраженным уменьшением намагниченности насыщения и последующим постепенным ее снижением (соответственно участки D и E кривой $J_s(t)$ (рис. 3б)).

Наблюдаемое между группами образцов различие во временном поведении J_s (ср. рис. 3а и 3б) находится в полном соответствии с рассмотренными выше результатами циклического термомагнитного анализа (ЦТА): по сравнению с образцами II группы скорость протекания реакции для образцов I группы выше на начальном этапе дегидроксилирования $\gamma\text{-FeOОН}$, но ниже на конечной стадии процесса.

Результаты рентгеноструктурных исследований Дифрактограммы всех изученных образцов в исходном состоянии дают достаточно полную систему четких рефлексов (рис. 4), что свидетельствует о хорошей степени окристаллизованности природных оксигидроокислов железа рассматриваемой коллекции. Кроме этого для данных образцов наиболее интенсивными являются отражения типа $hk0$, что является показателем проявления текстуры вдоль оси \bar{C} кристалла и согласуется с игольчатым строением исходного вещества.

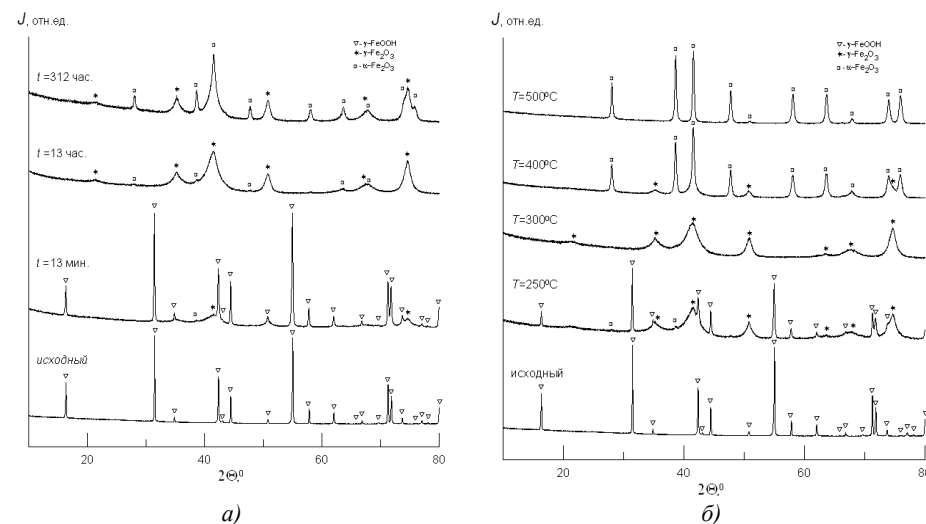


Рис. 4. Фрагменты дифрактограмм образцов I группы в исходном состоянии и после дегидратации разной длительности (t) при разных температурах (T): а – $T = 275^\circ\text{C}$, б – $t = 5$ час.

Наблюдаемые между группами образцов различия в параметрах кристаллической решетки исходных лепидокрокитовых фракций, очевидно, можно отнести за счет разной степени изоморфного замещения в структуре $\gamma\text{-FeOОН}$ окисного железа ионами Mn^{3+} . Последние, хотя и имеют радиус практически равный радиусу иона Fe^{3+} [9], однако в силу проявления эффекта Яна-Теллера, могут приводить к тетрагональным искажениям кислородных октаэдров и соответственно к расхождению в постоянных решетки относительно

беспримесного соединения, что наблюдается в действительности для гидроксидов железа [10–15].

После выделения вкладов инструментальных функций в уширение дифракционных максимумов с использованием эталонного образца (кварц SiO_2) проанализирован характер угловых зависимостей физического уширения рефлексов исходных фаз. Найдено, что изменения полуширины ряда пар рентгеновских линий (разного порядка отражений) от угла θ хорошо описываются формулой Шеррера [16]. Это свидетельствует о том, что физическое уширение рефлексов в основном связано с малостью размеров ОКР, а микродеформации пренебрежимо малы. Средний размер ОКР (D) лепидокрокитовых фаз образцов I и II групп в исходных состояниях соответственно составил $(10750 \times 6070 \times 3300) \text{ \AA}$ и $(6080 \times 5800 \times 2050) \text{ \AA}$ (по отражениям (002), (200), (020)), а для гетитовой составляющей исходных образцов II группы величина D , рассчитанная для пар линий (120-240), (020-040), равна около 600 \AA . К сожалению, по другим направлениям вычислить размер первичных ОКР невозможно из-за отсутствия соответствующих им пар четких рефлексов. Тем не менее, установленное для разных отражений нарушение зависимости обратной пропорциональности ширины рефлексов от $\cos\theta$ свидетельствует о неравноосности ОКР исходных соединений. Отметим также, что наблюдаемая тенденция в изменении параметра D между группами исходных образцов согласуется с литературными данными об уменьшении размерности лепидокрокитовой фракции с увеличением концентрации Mn [17].

Обсуждение результатов Анализ результатов кинетического эксперимента позволил установить общие закономерности в изменении намагниченности насыщения в ходе дегидратации исследованных природных лепидокрокитов в изотермических условиях. Это дает возможность связать особенности поведения $J_S(t)$ с последовательными стадиями развития реакции. Однако ввиду своеобразности полученных зависимостей имеет смысл обсудить их более подробно.

1) Начальный участок А кинетической кривой $J_S(t)$ (рис. 4), очевидно, следует рассматривать как «инкубационный период», когда структура лепидокрокита должна «подготовиться» к переходу в маггемит, «избавившись» от структурных ОН-групп и исходного распределения катионов железа. На подобную временную задержку, предшествующую началу основной реакции в случае низкотемпературной дегидратации $\gamma\text{-FeOOH}$, было обращено внимание в некоторых исследованиях. Например, в работе [18] на основе анализа ИК-спектров поглощения было установлено, что перемещение гидроксильных групп в лепидокрокитовой структуре начинается при 142–152°C. После получасового отжига образцов именно в этом температурном интервале авторам удалось зафиксировать монотонное уменьшение интенсивности полос поглощения (с максимумами при 739, 1015 и 1159 см^{-1}), обусловленных деформационными колебаниями О–Н связей, что свидетельствовало о нарушении как Н-связи ОН...О, так и Fe–ОН. Вместе с тем изменения в характере пиков ИК-спектров, отвечающих собственно решеточным колебаниям $\gamma\text{-FeOOH}$, были зарегистрированы лишь у образцов, отожженных при температурах выше 199°C. Иначе говоря, это означало, что потеря кристаллизационной воды в ходе реакции дегидратации лепидокрокита начиналась до его структурного преобразования. Согласно сделанным в работе выводам, подобная задержка перестройки кристаллической решетки $\gamma\text{-FeOOH}$, очевидно, соответствует времени, необходимому для миграции и объединения протонов из соседних ОН-групп с образованием молекул воды (реакция $2\text{OH}^- \rightarrow \text{O}^{2-} + \text{H}_2\text{O}$) и ее последующего диффузионного эндотермического удаления из решетки.

2) Последующие возрастающие участки В и С кривой зависимости $J_S(t)$, безусловно, связаны с образованием маггемитовой фазы и отражают увеличение относительного ее содержания и размерности на этой промежуточной стадии изотермического разложения $\gamma\text{-FeOOH}$, что подтверждают данные проведенного рентгенофазового анализа. Судя по результатам последнего, возникновение маггемита представляет плавный процесс, а из-за

несовершенства структуры и высокой дисперсности рефлексы данной фазы существенно уширены. Эти факты соответствуют современным представлениям о специфике данного фазового перехода. Действительно, с кристаллографической точки зрения твердофазная реакция $\gamma\text{-FeOOH} \rightarrow \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ протекает по топотаксическому механизму, включающему минимальные перемещения катионов железа относительно сохраняющегося анионного каркаса [19–22]. В результате образуется псевдоморфоза исходного вещества, внутри которой (вследствие удаления гидроксил-ионов) регулярным способом распределены поры [23]. Причем из-за несоответствия параметров решеток лепидокрокитовой и маггемитовой фаз на границе раздела генерируются значительные внутренние напряжения, что и приводит к характерной (порядка 50–70 \AA) фрагментации исходных частиц [1], хорошо согласующейся с нашими оценками размеров ОКР шпинельной фазы. В этом случае выявленная нами в ходе рентгенофазового анализа разупорядоченность в положениях ионов железа в решетке маггемита может быть обусловлена как упругими напряжениями, индуцируемыми в процессе реакции и приводящими к образованию и размножению дефектов решетки, так и вхождением в структуру остаточных гидроксильных групп, подтверждаемых результатами термогравиметрии исследованных образцов.

Таким образом, результаты кинетического магнитного эксперимента указывают на то, что реакция дегидратации лепидокрокита на стадии перехода $\gamma\text{-FeOOH} \rightarrow \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ развивается во времени крайне неоднородно по объему частиц. А именно характеризуется быстрым и, возможно, полным превращением в приповерхностных частях зерна, в результате чего, вероятно, образуется сплошная граница раздела, с последующим замедленным фазовым переходом вглубь объема частицы исходного реагента.

3) Участки D и E кривой зависимости $J_S(t)$, показывающие в ходе реакции снижение величины намагниченности насыщения, однозначно отражают превращение маггемита в гематит, что подтверждают все использованные методы анализа. При обсуждении же характера изменения $J_S(t)$ на этой завершающей стадии разложения лепидокрокита необходимо учитывать три важных положения. Во-первых, как хорошо известно, в шпинельной структуре потенциальными центрами зародышеобразования гематитовой фазы являются микрообласти локальной неравновесности как концентрационного, так и напряженного характера. Во-вторых, общепринятым также считается утверждение, что рост $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ происходит когерентно, поскольку плотноупакованные кислородные плоскости (0001) этой фазы являются диагональными анионными плоскостями (111) $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$. В-третьих, фазовый переход $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ требует структурных изменений как в катионной, так и в анионной подрешетках. С этих позиций механизм преобразования $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ наиболее хорошо объясняется дислокационной моделью [24], согласно которой наличие частичной дислокации в кислородных плоскостях (111) маггемитовой фазы предопределяет как смену типа укладки анионных слоев с кубической на гексагональную в результате кристаллографического сдвига в данной плоскости, так и создает условия для изменения порядка заполнения катионной подрешетки. В результате чего благодаря кооперативным процессам распределение ионов железа сменяется однотипным – по октаэдрическим пустотам кислородной подрешетки [24], что также свойственно гематиту. В соответствии с данной моделью число зародышей новой фазы, очевидно, определяется количеством дислокаций в кислородных плоскостях (111) шпинели, а скорость их роста – закономерностями диффузионных процессов.

4) В настоящей работе по наклону кривых $J_S(T, t)$ выделенных нами участков преимущественно экспоненциального изменения во времени намагниченности насыщения образцов исследованной коллекции были определены максимальные скорости (k) их термического фазового разложения. Спрямление полученных зависимостей в осях координат $\ln k - 1/T$ дало возможность рассчитать энергии активации (E) реакции дегидратации искомым лепидокрокитовых фракций на разных этапах процесса. В результате для индукционного периода в температурном интервале 175–450°C E составила ~ 7.1 ккал/моль и ~ 7.2

ккал/моль соответственно для образцов I и II групп. Процесс перехода $\gamma\text{-FeOOH} \rightarrow \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, соотношенный в настоящем кинетическом эксперименте с проявлением участков В и С периода экспоненциального роста $J_S(t)$, в диапазоне температур 175–275°C фактически характеризуется одним значением кажущейся энергии активации (~33.6 ккал/моль (I группа) и ~34.9 ккал/моль (II группа)), но двумя константами скорости, отличающимися примерно на два порядка величины и отражающими, очевидно, уменьшение числа транспортных путей обезвоживания $\gamma\text{-FeOOH}$ из внутренней части зерна из-за снижения приповерхностной открытой пористости на данной стадии реакции.

Наблюдаемые между исследованными группами образцов различия, хотя и незначительные, в рассчитанных значениях энергий активации фазовых превращений, по-видимому, можно приписать влиянию марганца. Действительно, не зависимо от температуры дегидратации образцы с большим содержанием Mn (II группа) обнаруживают большую продолжительность индукционного периода и меньшую скорость последующего термического перехода $\gamma\text{-FeOOH} \rightarrow \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Указанный эффект, скорее всего, можно объяснить более сильным взаимодействием Mn со структурными гидроксильными группами, возможно, из-за большей энергии связи Mn–O относительно Fe–O [25], что в конечном счете и приводит к снижению числа актов дегидроксилирования и соответственно к ограничению перемещения катионов Fe, контролирующего скорость образования магнетитовых кластеров. Кроме этого отметим еще одно важное обстоятельство: образцы с большим содержанием Mn в исходном состоянии показывают в ходе дегидратации в сопоставимых температурных интервалах большую скорость разложения (меньшую E) на этапе перехода $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Данный факт может быть связан с более высоким уровнем внутренних напряжений, являющихся источником избыточной свободной энергии и, следовательно, обуславливающих повышенное активное состояние образующейся магнетитовой фазы образцов II группы.

5) На рис. 5 представлены температурные зависимости упомянутых выше параметров t_0 и t_2 , характеризующих на временной шкале (в условиях настоящего эксперимента) соответственно окончание индукционного периода и достижение максимального накопления магнетитовой фазы в ходе дегидратации образцов обеих групп исследованной коллекции. Здесь же нанесены значения t_3 , полученные путем экстраполяции участка D кинетических кривых $J_S(t)$ и представляющие оценочные времена перехода в гематит магнетитовой фазы с наименьшим содержанием в структуре гидроксильных форм.

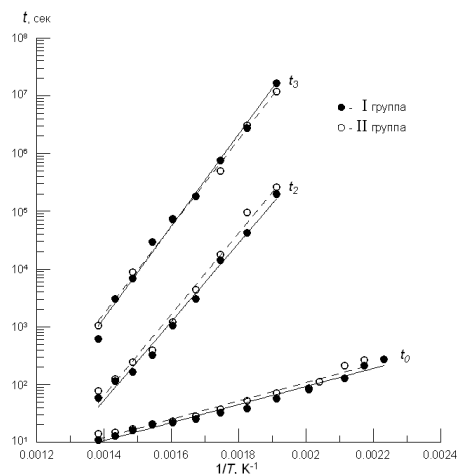


Рис. 5. Зависимость параметров t_0 , t_2 и t_3 (логарифмическая шкала времени) от $1/T$

Линейность данных зависимостей дает возможность их экстраполяции на низкие температуры, т.е. позволяет выйти на моменты времени, не доступные при лабораторных исследованиях. В частности, согласно расчетным оценкам, для исследованных объектов полная гематизация за времена $\sim 10^6$ лет возможна только при температурах выше 90°C и 85°C соответственно для лепидокрокитовых фракций образцов I и II групп.

- Giovanoli R., Brüttsch R. Kinetics and mechanism of the dehydration of $\gamma\text{-FeOOH}$ // *Thermochim. Acta.* 1975. V. 13. N 1. P. 15-36.
- Keller P. Thermogravimetrische untersuchungen von goethit und lepidokrokrit von deren synthesesprodukten $\alpha\text{-FeOOH}$ und $\gamma\text{-FeOOH}$ // *Neues Jahrb. Miner. Monatsh.* 1976. N 3. P. 115-127.
- Koga N., Okada S., Nakamura T., Tanaka H. A kinetic study of the thermal decomposition of iron (III) hydroxide-oxides. II. Preparation and thermal decomposition of $\gamma\text{-FeO(OH)}$ // *Thermochim. Acta.* 1995. V. 267. P. 195-208.
- Власов А.Я., Горнушкина Н.А., Юдин А.Л. Влияние примесных металлических катионов на температурное превращение лепидокрокита / Сб. «Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и алемомагнетизма». Часть II. Баку, 1973. С. 74-75.
- Жесткова Л.И., Попова А.В., Чихачев В.А. Влияние примесей на магнитные свойства гидроокиси железа / Сб. «Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и алемомагнетизма». Часть II. Баку, 1973. С. 113-114.
- Cornell R.M., Schwertmann U. The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrences and uses. 2nd edition. Wiley-VCH, 2003. 664p.
- Wolska E. The structure of hydrohematite // *Z. Kristallgr.* 1981. V. 154. P. 69-75.
- Wolska E., Szajda W. Structural and spectroscopic characteristics of synthetic hydrohaematite // *J. Mater. Sci.* 1985. V. 20. N 12. P. 4407-4412.
- Shannon R.D. Revised effective ionic radii and systematic studies of inter-atomic distances in halides and chalcogenides // *Acta Cryst.* 1976. N A32. P. 751-767.
- Stiers W., Schwertmann U. Evidence for manganese substitution in synthetic goethite // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1985. V. 49. Iss. 9. P. 1909-1911.
- Ebinger M.H., Schulze D.G. Mn-substituted goethite and Fe-substituted groutite synthesized at acid pH // *Clays Clay Miner.* 1989. V. 37. N 2. P. 151-156.
- Ebinger M.H., Schulze D.G. The influence of pH on the synthesis of mixed Fe-Mn oxide minerals // *Clay Miner.* 1990. V. 25. N 4. P. 507-518.
- Scheinost A., Stanjek H., Schulze G., Gasser U., Sparks D.L. Structural environment and oxidation state of Mn in goethite-groutite solid-solutions // *Amer. Miner.* 2001. V. 86. N 1-2. P. 139-146.
- Alvares M., Rueda E., Sileo E. Structural characterization and chemicl reactivity of synthetic Mn-goethites and hematites // *Chem. Geol.* 2006. V. 231. Iss. 4. P. 288-299.
- Gomez J.A.M., de Resende V.G., Antonissen J., de Grave E. Influence of Mn-for-Fe substitution on structural properties of synthetic goethite // *Hyp. Interact.* 2009. V. 189. N 1-3. P. 143-149.
- Klug H.P., Alexander L.E. X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials. 2nd edition. New-York: J.Wiley, 1974. 966 p.
- Karim Z. Influence of transition metals on the formation of iron oxides during the oxidation of Fe(II)Cl_2 solution // *Clays Clay Miner.* 1984. V. 32. N 4. P. 334-336.
- Gehring A.U., Hofmeister A.M. The transformation of lepidocrocite during heating: a magnetic and spectroscopic study // *Clays Clay Miner.* 1994. V. 42. N 4. P. 409-415.
- Ervin G. Structural interpretation of the diaspore–corundum and boehmite– $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ transitions // *Acta Crystallogr.* 1952. V. 5. Part 1. P. 103-108.
- Bernal J.D., Dasgupta D.R., Mackay A.L. Oriented transformations in iron oxides and hydroxides // *Nature.* 1957. V. 180. N 4587. P. 645-647.
- Takada T., Kiyama M., Shimizu S. Morphological and crystallographic studies on the oriented transformation in $\gamma\text{-FeOOH}$ and its decomposed oxides // *Bull. Inst. Chem. Res. Kyoto Univ.* 1964. V. 42. N 6. P.505-510.
- Cudenec Y., Leclercq A. Topotactic transformations of goethite and lepidocrocite into hematite and maghemite // *Solide State Sci.* 2005. V 7. Iss. 5. P. 520-529.
- Naono H., Nakai K. Thermal decomposition of $\gamma\text{-FeOOH}$ fine particles // *J.Colloid Interface Sci.* 1989. V. 128. N. 1. P. 146-156.
- Kachi S., Momiyama K., Shimizu S. An electron diffraction study and a theory of the transformation from $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ to $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ // *J. Phys. Soc. Japan.* 1963. V. 18. Iss. 1. P. 106-116.
- Luo Y.-R. Comprehensive handbook of chemical bond energies. CRC Press, 2007. 1655 p.

РАЗЛИЧИЕ В МАГНИТНЫХ СВОЙСТВАХ НАНОЧАСТИЦ ГЕТИТА КАК СПОСОБ КОНТРОЛЯ РАЗЛИЧНЫХ УСЛОВИЙ СИНТЕЗА

Т.С. Гендлер¹, А.А. Новакова², А. Савилов², И.И. Пузик³,
Ю.В. Конюхов³, В.В. Левина³

¹Институт физики Земли РАН, Москва;

²МГУ, физический факультет; ³Московский институт стали и сплавов

Надежная диагностика тонкодисперсных Fe-минералов разной степени кристалличности и выявление динамики формирования их магнитных свойств в реальных осадочных породах требуют на данном этапе исследований применения комплекса самых современных экспериментальных методов физики твердого тела, таких как электронная микроскопия высокого разрешения, мессбауэровская спектроскопия, атомно-силовая микроскопия поверхности, рентгеновская дифракция, высокочувствительные петромагнитные измерения и др. Необходимым этапом исследований также являются модельные лабораторные эксперименты по синтезу наноразмерных Fe-соединений при меняющихся условиях синтеза и изучение специфики их магнитных характеристик. Работы последних лет [1–9] показали, что магнитные характеристики наночастиц одного и того же химического состава и размера существенно меняются в зависимости от их концентрации, свойств среды, в которой они распределены, времени кристаллизации и типа реакции (химической или твердофазного перехода). Все эти параметры в первую очередь оказывают существенное влияние на силу магнитного взаимодействия, которое приводит к специфической доменной структуре, создавая условия для закрепления остаточной намагниченности в ансамбле изначально суперпарамагнитных наночастиц.

Данная работа является продолжением исследования магнитных свойств наночастиц различных окислов и гидроокислов железа, проводимого с 2002 года совместно геомагнитной лабораторией ИФЗ РАН и "Лабораторией веществ с особыми атомными свойствами" Физфака МГУ при тесном взаимодействии с Химфаком МГУ, МИСИС, Ин-т химии СО РАН и др. [1–10]. В последние годы развиваются работы по исследованию влияния различных поверхностно-активных веществ на сверхтонкие магнитные взаимодействия в наночастицах гетита [6; 7]. Интерес к гетиту (гётиту) в области магнетизма горных пород неслучаен, поскольку этот минерал является наиболее широко распространенной гидроокисью железа и важным минералом в биогеохимическом цикле железа на поверхности Земли. В виде тонкодисперсных частиц суперпарамагнитного (SP) размера он встречается в молодых гидротермальных образованиях, металлоносных осадках Мирового Океана, лессово-почвенных отложениях, озерных осадках, тем самым, являясь независимым источником палеоклиматических реконструкций [1]. Будучи единственной модификацией гидроокиси железа, обладающей слабым ферромагнетизмом при комнатной температуре, гетит, наряду с гематитом, несмотря на низкую удельную намагниченность, является носителем естественной остаточной намагниченности, а следовательно, при определенных размерах частиц может вносить вклад в палеомагнитную запись. Однако из-за низкой T_c ($\leq 120^\circ\text{C}$ для игольчатых частиц и $\sim 300^\circ\text{C}$ для землистых разновидностей) гетит, как правило, исключается из рассмотрения при компонентном анализе.

Вопрос о размерах частиц, которые способны закреплять естественную остаточную намагниченность, исследовался неоднократно в магнетизме горных пород и казался решенным и понятным. Однако в последнее время, развитие исследований в области физики наночастиц привело к пересмотру устоявшихся «размерных» эффектов и значительно расширило понимание вклада взаимодействующих магнитных SP частиц в общую намагниченность. В связи с этим для магнетизма горных пород значительный интерес представляет моделирование условий кристаллизации, при которых возникает магнитное взаимодействие наночастиц [5–10]. В области нанотехнологий интерес к гетиту определяется тем, что он выступает как прекурсор для получения наночастиц железа (или магнетита), широко используемых в микроэлектронике и других инновационных технических областях. Гетит, как самостоятельная фаза и возможный прекурсор магнетита, получается, как правило, соосаждением растворов солей железа и щелочи при постоянном pH, дальнейшее его восстановление в атмосфере горячего водорода приводит к образованию Fe_3O_4 , а при более высокой температуре – Fe. Данный метод достаточно прост в аппаратном оформлении, однако наряду с преимуществами основной проблемой при таком способе синтеза является протекание процессов агрегации осажденных наночастиц гидроксида, поскольку они характеризуются избыточной энергией, связанной с высокоразвитой межфазной поверхностью раздела. Для лабораторного исследования специфических магнитных свойств наночастиц окислов и гидроокислов железа необходимо в первую очередь найти способ получения частиц заданной дисперсности, то есть вовремя остановить их рост. В последние годы в МИСИС проводятся поисковые работы по применению различных поверхностно-активных веществ (ПАВ) для ингибирования поверхности частиц дисперсной фазы за счет образования на ней защитного слоя препятствующего агрегации. Это в какой-то мере аналогично разбавлению порошковых Fe-содержащих соединений с помощью немагнитной матрицы для предотвращения магнитного взаимодействия в экспериментах по лабораторному созданию CRM. Существенным различием здесь является активное воздействие ПАВ в процессе соосаждения преципитата, то есть "in situ".

В данной работе сообщаются результаты исследования влияния различных поверхностно-активных веществ (ПАВ) на изменение магнитного состояния синтезированного гетита при идентичности всех остальных условий синтеза (реагенты, pH, температура и способ сушки преципитата). Синтезированные образцы были отмыты, высушены и изучались в порошкообразном состоянии с помощью рентгеновской дифракции, измерений удельной поверхности (SA), термомагнитного анализа и мессбауэровской спектроскопии. В качестве поверхностно-активных веществ, стабилизирующих частицы гидроокиси, были выбраны: додецилсульфат натрия ($\text{ДСН-C}_{12}\text{H}_{25}\text{NaO}_4\text{S}$ -анион-активный ПАВ), цетилпиридиний хлорид ($\text{ЦПХ-C}_{12}\text{H}_{38}\text{ClN}$ -катион-активный ПАВ) и динатриевая соль этилендиаминтетрауксусной кислоты ($\text{ЭДТА-C}_{10}\text{H}_{14}\text{O}_8\text{N}_2\text{Na}_2$ -комплексон). Рентгендифракционные исследования показали, что в результате реакции соосаждения и сушки во всех случаях образовался кристаллический гетит, показавший достаточно полную систему соответствующих структуре дифракционных рефлексов; никакого влияния различия в примененных ПАВ на структурные особенности не обнаружено за исключением разной степени разрешения в об-

ласти 2θ 40-50°, где наблюдаются рефлексы (111), (121) и (140), и аморфного гало в этой же области углов в случае применения ЭДТА (рис. 1).

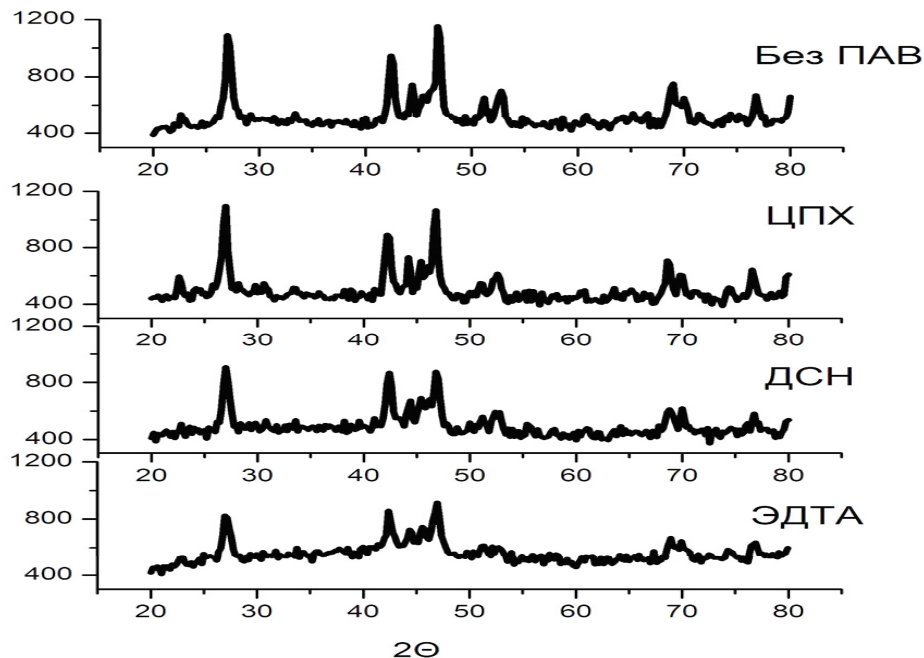


Рис. 1. Дифрактограммы наночастиц гетита, синтезированного с применением различных ПАВ (ЦПХ, ДСН, ЭДТА), излучение $\text{CuK}\alpha$.

Ширины дифракционных линий также во всех случаях были идентичными, что не позволило сделать какие либо оценки различия в размерах закристаллизовавшихся в результате синтеза частиц.

Наиболее эффективным методом для контроля размеров получаемых наночастиц и магнитного взаимодействия между ними является мессбауэровская спектроскопия. На основании ранних исследований частиц гетита хорошо известного размера известно, что частицы >18 нм показывают при комнатной температуре магнитно расщепленные спектры с $\text{H}\ddot{\text{e}}\text{f}\sim 390\text{-}400\text{кЭ}$, аналогично спектрам массивного гетита; при уменьшении размеров частиц до 13 нм величина $\text{H}\ddot{\text{e}}\text{f}$ уменьшается ($\text{H}\ddot{\text{e}}\text{f}_{\text{max}} \sim 360\text{кЭ}$), линии спектра значительно уширяются. Ниже 13 нм релаксационные спектры, "схлопываются" до парамагнитного дублета указывая на суперпарамагнетизм этих частиц при комнатной температуре. При понижении температуры до температуры жидкого азота (увеличение времени релаксации τ), магнитные моменты частиц с размерами $>5\text{нм}$ стабилизируются и спектры показывают сверхтонкое магнитное расщепление, однако спектры частиц с размерами $<5\text{нм}$ остаются дублетными, идентифицируя, таким образом, суперпарамагнитное состояние невзаимодействующих частиц. На этих данных основан "мессбауэровский" контроль размера частиц, получаемых в результате различных синтезов. В данной работе мессбауэровские спектры на изотопе $\text{Fe}57$ были получены на спектрометре электродинамического типа с движущимся по-

лотителем, источником γ -квантов служил $\text{Co}(\text{Rh})$, спектры были получены при 300 и 78К (рис. 2). Как видно из рисунка, спектры всех образцов при $T_{\text{комн}}$ состоят в различной пропорции из суммы интенсивных парамагнитных дублетов (закрашены светло серым) и малоинтенсивных уширенных секстетов. Как было указано выше, дублетные спектры отвечают невзаимодействующим суперпарамагнитным частицам с размерами $<13\text{нм}$, секстеты – частицам с размерами крупнее этого. Анализ соотношения площадей спектров, соответствующих частицам разного размера, дает возможность оценить долю невзаимодействующих суперпарамагнитных частиц в образцах, полученных с применением различных ПАВ. Если в случае синтеза без применения ПАВ доля невзаимодействующих наночастиц с размерами $<13\text{нм}$ составляет 60%, то при использовании ПАВ эта доля увеличивается до 70 и 80 % в случае использования ЦПХ и ДСН соответственно. При применении ЭДТА в качестве ПАВ эта доля близка к 100%, что, очевидно, делает этот ПАВ наиболее эффективным для поставленной задачи. Исходя из спектров, полученных при азотной температуре (рис. 2, правый столбец), можно сказать, что доминирующий размер наночастиц, присутствующих во всех образцах вне зависимости от примененного ПАВ, составляет 5 и менее нанометров, поскольку доля парамагнитного дублета в спектрах (закрашен темно серым) остается на уровне 60-95%.

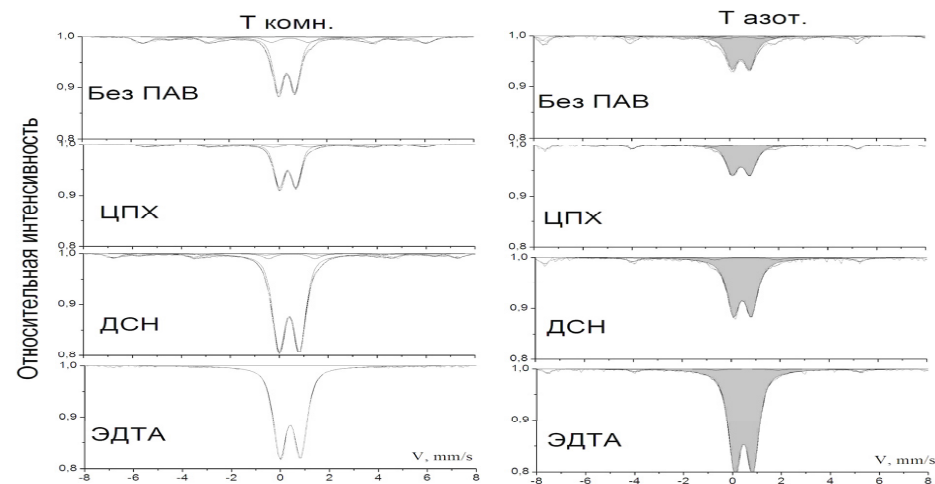
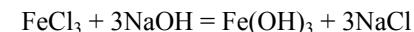


Рис. 2. Мессбауэровские спектры наночастиц гетита, полученных с применением различных ПАВ. Левая колонка-Ткомн, правая колонка-Таз.

Однако, для корректных выводов о влиянии ПАВ на дисперсность получаемых частиц гетита из анализа мессбауэровских спектров, необходимо иметь в виду, что дублет с аналогичными параметрами имеет еще целый ряд парамагнитных соединений, таких как лепидокрокит ($\gamma\text{-FeOOH}$), пирит (FeS_2), ряд комплексов $\text{Fe}(\text{III})$. При синтезе гетита по реакции



невозможно предположить образование дополнительно FeS_2 и комплексов $\text{Fe}(\text{III})$, также как и для кристаллизации лепидокрокита необходимы растворы

солей Fe(II) и слабо кислая или слабо щелочная среды [11]. Следовательно, исходя из данных рентгеновской дифракции и мессбауэровской спектроскопии, можно сделать вывод, что добавление различных ПАВ при синтезе наночастиц гетита действительно увеличивает долю невзаимодействующих суперпарамагнитных частиц с размерами <5нм. Используемые ПАВ по степени возрастания их эффективности могут быть расположены в ряд: ЦПХ, ДСН, ЭДТА.

Однако, оказалось, что одной из наиболее информативных характеристик для выявления различия в магнитном состоянии наночастиц, образовавшихся при воздействии различных ПАВ, оказались термомагнитные кривые $J_s(T)$. На рис. 3 приведены кривые, полученные в диапазоне температур 20-750°C. Как видно из рисунка, все они подобны в интервале температур 20-250°C, но отличаются от термокривой наночастиц гетита, полученных синтезом без применения ПАВ, наличием пиков, указывающих на возрастание намагниченности в процессе нагрева. Возрастание намагниченности в процессе нагрева, совершенно не характерно для однофазного гетита, дегидроксиляция которого при 300°C сопровождается фазовым переходом в гематит падением намагниченности больше, чем в 2 раза.

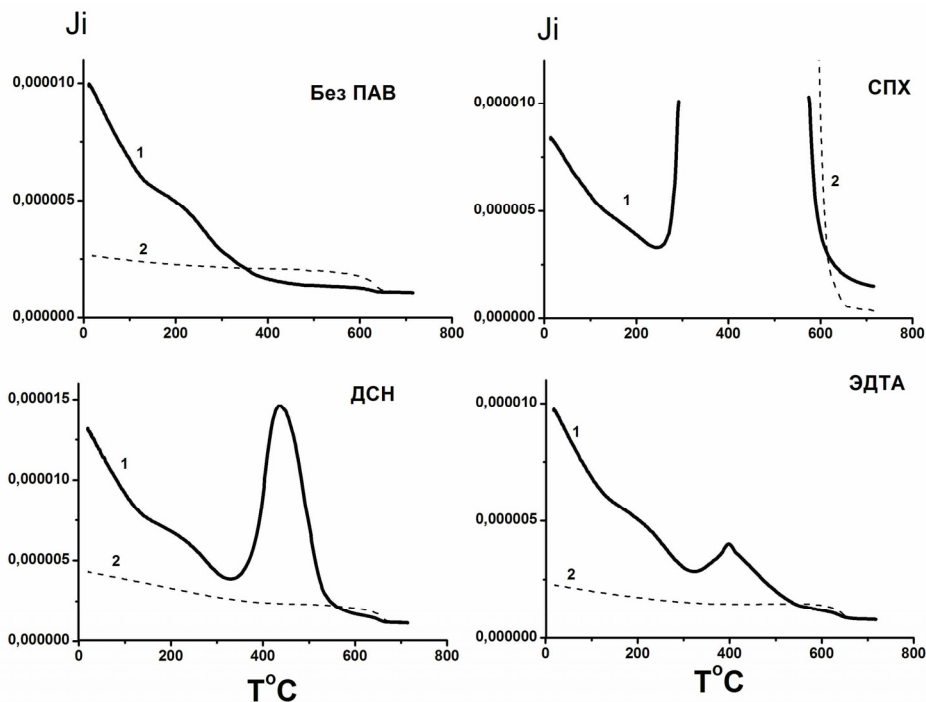


Рис. 3. Термомагнитные кривые наночастиц гетита, синтезированных с применением различных ПАВ. 1, 2 первый и второй нагрев соответственно

Из термомагнитного анализа ясно, что при применении названных выше ПАВ при синтезе наночастиц гетита система становится неомогенной: большую

ее часть составляют наночастицы гетита, однако присутствуют и некие дополнительные метастабильные фазы, испытывающие при нагреве на воздухе необратимые фазовые переходы с образованием сильномагнитных соединений. Температурные интервалы этих переходов (ширины пиков на термомагнитных кривых), интенсивность и стабильность образовавшихся фаз различны для различных ПАВ. Так, в случае применения ЦПХ в качестве ПАВ по ширине пика, возрастанию намагниченности на 2 порядка и сохранности температуры Кюри после нагрева с достаточной степенью надежности можно предположить присутствие лепидокрокита, наряду с гетитом. Достаточно острый пик при 450°C на термомагнитной кривой образца, полученного при использовании ДСН, характерен для превращения тонкодисперсного пирита, а слабый широкий пик на кривой образца, полученного с применением комплексона ЭДТА, очевидно вызван образованием комплекса иона Fe(III) с ЭДТА. Эти данные свидетельствуют о том, что при взаимодействии ПАВ с развитой поверхностью наночастиц гетита "in situ" происходит не только стабилизация частиц, но и химическое взаимодействие, приводящее к неомогенности преципитата, где наряду с наночастицами гетита образуются различные метастабильные фазы. Предположения о конкретных фазах, сделанные на основе анализа термомагнитных кривых, являются непротиворечивыми. В случае ЦПХ, в состав которого входят активные ионы Cl^- , можно представить образование кристаллического $FeOCl$ на стадии осаждения и его превращение в лепидокрокит в результате топотаксической реакции. Такая реакция получения лепидокрокита из солей Fe(III) описана в [11]. При применении додецилсульфата натрия в качестве ПАВ'a можно предположить образование сульфата Fe с его последующим переходом в сульфид, хотя обоснование этого требует специального исследования. Существование комплекса Fe с ЭДТА широко известно.

Таким образом, в данном случае термомагнитный анализ оказался экспресс-методом контроля истинного фазового состава преципитатов, образованных при применении различных ПАВ для синтеза наночастиц гетита.

1. A.A.Novakova, V.Yu.Lanchinskaya, A.V.Volkov, T.S.Gendler, T.Yu.Kiseleva, M.A. Moskvina, S.B.Zezin. Magnetic properties of polymer nanocomposites containing iron oxides nanoparticles. J.of Magnetism and Magnetic Materials. 2003, 258-259, 354-357
2. А.А.Новакова, Т.С.Гендлер, Е.В.Смирнов. Магнитные свойства полимерных нанокомпозитов, содержащих наночастицы магнетита. Казань 2004, 244-251
3. А.А. Новакова, Т.С.Гендлер, А.В.Волков, Е.В.Смирнов, Е.Мешков, И.В. Яминский, Магнитная анизотропия, формирующаяся при синтезе полимерных нанокомпозитов. Известия РАН, сер. физическая 2005, 696 N4, 475-479
4. T. S. Gendler, A. A. Novakova, and E. V. Smirnov. Specific magnetic structure forming in polymer nanocomposites containing magnetite nanoparticles. RJES, 7, ES4003, doi:10.2205/2005ES000177, 2005
5. A.A.Novakova, E.V.Smirnov, T.S.Gendler. Magnetic anisotropy in Fe_3O_4 -PVA nanocomposites as a result of Fe_3O_4 -nanoparticles chain formation, J. of Magnetism and Magnetic Materials, 2006, 300, Issue1, e354-e358.
6. Гендлер Т.С., Новакова А.А., Смирнов Е.В. Магнитные взаимодействия в наночастицах гетита в зависимости от условий синтеза. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. ГЕОС, Борок, 2006, 51-54
7. Смирнов Е.В., Гендлер Т.С., Макаров Е.Ф., Новакова А.А. Влияние поверхностно-активного вещества на сверхтонкие магнитные взаимодействия в наночастицах гетита. Изв. РАН, сер. физическая, 2007, 71, N9, 1316-1319
8. Гендлер Т.С. Магнитные взаимодействия в наночастицах магнетита и магнетита в зависимости от условий синтеза. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Материалы семинара, Борок, 2007, с. 36-42
9. Gendler T.S., Novakova A.A., Prudnikov V.N., Aleksandrova G.P., Grishchenko L.A. Comparative analysis of γ - Fe_2O_3 nanoparticles magnetic interactions in different polymeric nanocomposites, Solid State Phenomena, 2009, 152-153, 269-272
10. Y. Guyodo, A. Mostrom, R. L. Penn, S. Banerjee. From nanodots to nanorods: oriented aggregation and magnetic evolution of nanocrystalline goethite. Geophysical Research Let., 30, N 10, 1512, doi:10.1029/2003 GL017021, 2003
11. Гитергенные окислы железа. Наука, 1975, 207 стр.

ОСОБЕННОСТИ СТАБИЛЬНОСТИ CRM, ПРИОБРЕТАЕМОЙ ПРИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОЙ ДЕГИДРАТАЦИИ ГИДРООКИСЛОВ ЖЕЛЕЗА

Т.С. Гендлер¹, А.К. Ганеев², С. К. Грибов², В.П. Щербачев², М. Деккерс³

¹Институт физики Земли РАН, Москва; ²ГО «Борок» ИФЗ РАН; ³Utrecht University

Общим во взглядах на природу химической остаточной намагниченности (CRM), согласно определению первых исследователей [1–2] и сложившимся современным представлениям [5–9] можно считать следующее: CRM-это вид изотермической остаточной намагниченности, возникающей во вновь образованном в результате химической реакции ферро-(ферри)магнетике, в постоянном слабом магнитном поле при температуре ниже его температуры Кюри. Однако в развитии единой теории CRM, единого названия, понимания механизма ее приобретения, связи ее направления с направлением магнитного поля, в котором она создается, существует достаточно много белых пятен и неоднозначностей, связанных с часто неожиданными экспериментальными данными [5–8]. Причиной этих объективных трудностей является то, что определяющим для векторных и скалярных характеристик CRM, а так же ее стабильности во времени является тип химической реакции, в ходе которой образовался тот или иной ферромагнетик (ферримагнетик). CRM может возникать при различных твердофазных реакциях без переноса и с переносом вещества таких как, рекристаллизация, дегидратация, превращение типа порядок-беспорядок, распад твердых растворов, в процессе биоактивности, в результате химических реакций в растворах (соосаждение, гидролиз, диссоциация). В смысле влияния на свойства CRM все эти реакции можно разделить на три группы. К первой относится так называемая "кристаллизационная намагниченность", для которой принят термин "grain-growth", когда зерна ферромагнетика проходят последовательные стадии зародышеобразования, кристаллизации до суперпарамагнитного размера, рост до стабильного однодоменного (максимум CRM) с последующим образованием многодоменного состояния (разрушение CRM). К этой группе относятся такие реакции, как кристаллизация Co в Si-Co матрице [1], образование магнетита, гидроокислов железа, гематита и пр. осаждением из растворов солей железа, кристаллизация в результате биогенной деятельности. Для этой группы с успехом применяется теория, развитая для TRM [7]. Вторая группа-это твердофазные реакции, с изменением химического состава, привнесом-выносом вещества, но осуществляющиеся по принципам структурного соответствия, путем перестройки исходной кристаллической структуры без существенного ее разрушения, когда вновь образующаяся ферримагнитная фаза наследует структуру материнской. К этой группе относятся все топотактические реакции, вне зависимости от магнитных свойств материнской фазы, такие как окисление-восстановление магнетит→гематит, дегидратация гидроокислов (за исключением β -FeOOH), окисление сульфидов. К третьей группе могут быть отнесены твердофазные топотактические реакции, проходящие без изменения состава, но с перестройкой решетки типа перехода маггемит-гематит [3]. Для двух последних групп свойства образующейся CRM обладают большим разнообразием, в зависимости от размеров и морфологии исходного материала, температуры и времени создания, скорости охлаждения [3–6]. При этом результаты лабораторных экспериментов различны, как по стабильности величины CRM во времени, так и по направлению, которое может следовать направлению примененного поля, быть ему обратным или составлять определенный угол [4; 5]. Так, при рассмотрении одной и той же реакции самообращение может как наблюдаться при определенных температурах [6], так и не фиксироваться при нагреве до 600°C [5]. В связи с этим расширение экспериментов по созданию CRM с использованием возросших экспериментальных возможностей и попытки объяснения противоречий не теряют своей актуальности.

В данной работе рассматриваются некоторые характеристики CRM, возникающей в результате реакций дегидратации двух различных модификаций гидроокислов железа гетита (α -FeOOH) и лепидокрокита (γ -FeOOH). Оба эти минерала достаточно часто встречаются в красноцветных отложениях разного возраста, морских осадках, почвах, в связи с чем неоднократно привлекали внимание исследователей [5–9; 11]. Эти два минерала, так же как и приобретаемая в результате их трансформации CRM, обладают как сходствами, так и существенными различиями. Сходство, в первую очередь, заключается в классе минералов (гидроокислы железа), одинаковом химическом составе, степени окисления ионов железа (Fe(III)), типе превращения (реакция дегидратации), конечном продукте дегидратации (гематит). Однако различия являются очень существенными и заключаются в структуре, магнитных свойствах в исходном состоянии, стадийности химических изменений, характере изменений магнитных свойств. Гетит – α -FeOOH, имеет ромбическую структуру с параметрами $a=0.459$, $b=0.994$, $c=0.3012$, является слабым ферромагнетиком ($T_c \sim 120^\circ\text{C}$ и существенно зависит от количества дополнительных молекул воды в структуре). Гетит является единственным из гидроокислов железа, который обладает слабой но стабильной остаточной намагниченностью [4]. Гетит испытывает дегидратацию и одностадийный фазовый переход в гематит при $T \sim 300^\circ\text{C}$ (реальная температура перехода зависит от размера частиц, их морфологии и происхождения), переход сопровождается падением намагниченности примерно в 2 раза [5]. Морфология кристаллов оказалась очень существенной характеристикой для различия магнитных свойств в природных гетитах и полученных из них гематитах, поскольку при трансформации α -FeOOH → α -Fe₂O₃ внешний габитус кристаллов наследуется [5]. В первую очередь, различие в морфологии кристаллов гетита сказывается на значительной разнице в магнитной жесткости: игольчато-волокнистые разности высококоэрцитивны, остаточная намагниченность часто не насыщается в магнитных полях до 1.7 Тл; природные гетиты землистого строения магнитомягкие, поле насыщения J_s порядка 200 мТл. Это различие в магнитной жесткости является определяющим для величины и стабильности CRM, приобретаемой гематитом, полученным при трансформации гетита: максимальная величина CRM гематита из игольчатого гетита на 2 порядка ниже максимума CRM, образованной на гематите из землистых гетитов. Структура лепидокрокита орторомбическая с параметрами $a=0.387$, $b=1.25$, $c=0.306$ нм. Основными сходными элементами структуры гетита и лепидокрокита являются sdвоенные цепи-ленты Fe-октаэдров, соединенные друг с другом боковыми ребрами. Однако, расположение этих цепей в пространстве различно: в гетите эти ленты вытянуты вдоль оси c , в лепидокроките – по оси a и лежат в одной плоскости. Различия в структуре приводят к тому, что лепидокрокит оказывается термодинамически менее стабильным и возможно его полиморфное превращение в гетит, хотя этот процесс протекает крайне медленно. В отличие от гетита, лепидокрокит парамагнитен при комнатной температуре и переходит в антиферромагнитное состояние ниже 70К. Температура его дегидратации так же как у гетита $\sim 300^\circ\text{C}$ и очень сильно зависит от размера частиц, степени кристалличности и скорости нагрева. Фазовый переход лепидокрокита двухстадийный: γ -FeOOH → γ -Fe₂O₃ → α -Fe₂O₃. Таким образом, при нагревании изначально немагнитного лепидокрокита, начиная с 225°C, происходит постепенное, а затем резкое возрастание намагниченности (на 2 порядка) из-за появления маггемита, а при дальнейшем нагреве ее падение, связанное с переходом маггемита в гематит. Пик на кривых $J_s(T)$ лепидокрокита, как правило, имеет характерную двугорбую форму, позволяя диагностировать присутствие этого минерала в реальной породе [5; 6; 11]. Как в случае трансформации гетита, так и лепидокрокита реакции фазовые переходы являются топотактическими и не требуют разрушения кислородного каркаса. Таким образом, характеризуя химические реакции в рассмотренных минералах, можно отнести фазовые переходы гетит-гематит и лепидокрокит-маггемит ко второй группе реакций в приведенной выше классификации, а последующий переход маггемит-гематит является примером треть-

ей группы химических реакций, к которым вряд ли применимо единое классическое рассмотрение процесса приобретения CRM [1; 2].

Детальное изучение характера фазового перехода в различных по происхождению гетитах (гидрогетитах) и процесса образования CRM гематита подтвердило эти сомнения. CRM создавалась и измерялась при $T = 300^\circ\text{C}$ в магнитном поле 0.1 мТл в течение 50 часов как на массивных образцах, так и на разбавленных порошках различного размера. Порошки были получены измельчением массивного игольчатого гетита и просеиванием на ситах. Диапазоны размеров полученных таким образом частиц гетита были: 200-250, 100-63, 63-50, < 50 мкм. Самый тонкий порошок был получен истиранием в агатовой ступке в течение трех часов. Как уже указывалось выше, величина CRM, возникающей при дегидратации гетита в первую очередь определяется коэрцитивностью материнской фазы. Это утверждение было проверено на порошках, приготовленных из магнитомягкого гетита. По мере дробления частиц до размеров < 50 мкм, остаточная коэрцитивная сила H_{cg} падала от 1.4 до 0.08 Тл, сравниваясь с величиной, характерной для магнитомягких разностей, для более тонких частиц наблюдался резкий рост H_{cg} . Величина CRM, полученной на данном наборе частиц возрастала в 20 раз при уменьшении размеров частиц [11]. Характер временной зависимости CRM для гетитов двух разных морфологий оказался подобным, но значительно сдвинутым по времени достижения максимальной величины и стабильного состояния: в игольчатых разностях максимум CRM достигался за 0.5 часа, затем происходило постепенное уменьшение до половины максимального значения ($t=1$ час) и стабилизация величины в течение всего оставшегося времени; в магнитомягких разностях процесс приобретения CRM значительно растянут во времени, максимальная величина достигается к трем часам выдержки, а стабильное состояние ($0.5\text{ CRM}_{\text{max}}$) наступало после 18 часовой выдержки и длилось до конца эксперимента (50 час). Таким образом временной ход CRM, приобретенной гематитом, полученным в результате топтаксического перехода (вторая группа химических реакций в твердой фазе) не отвечает классическому поведению CRM для Cu-Co сплава (первая группа). Для проверки причин частичного спада CRM, были проведены эксперименты по определению доменной структуры гематита, показавшие, что даже частично многодоменное состояние не образуется при длительной выдержке. В то же время тщательные рентгеноструктурные и Мессбауэровские исследования показали неупорядоченное состояние структуры гематита при образовании CRM и медленное постепенное упорядочение на стадии стабилизации, сопровождающееся повышением коэрцитивности H_{cg} и стабильности CRM по отношению к разрушению переменным полем. Для неупорядоченного гематита наблюдалось уширение мессбауэровских компонент секстета и дифракционных пиков. Причем, совершенно явно прослеживалась закономерность уширения только рефлексов, принадлежащих плоскостям, в которых расположены атомы Fe (012, 104). Рефлексы, отвечающие кислородным плоскостям (110, 113) оставались узкими. Параметр разупорядочения для разных образцов варьировал от 1.35 до 2.0 (в упорядоченном кристалле гематита этот параметр равен 1). Таким образом, был сделан вывод, что необычный ход зависимости CRM(t) объясняется не ростом зерен, а магнитным взаимодействием в пределах одной фазы магнитомягких неупорядоченных областей и высококоэрцитивных упорядоченных. Это взаимодействие является причиной стабильности CRM, поскольку при низкой температуре упорядочение может занимать длительный период времени [11].

Детальные и долговременные (до 500 часов) эксперименты по созданию химической намагниченности (CRM) при дегидратации лепидокрокита была изучена при температурах от 175 до 500°C на разбавленных каолином порошках, приготовленных растиранием в ступке природного образца [11]. Максимум CRM достигался при температуре создания 300°C , начиная с которой наблюдалось падение при увеличении времени выдержки, но спада CRM до нуля не происходило. При более низких температурах создания химической намагниченности ее спада после достижения максимума не наблюдалось. Более то-

го, кривые приобретения CRM во времени при 225 и 250°C имели локальный минимум [11], ранее наблюдавшийся так же в [6] на температурной зависимости CRM, созданной при дегидратации лепидокрокита. Для того, чтобы понять природу такого необычного поведения CRM(t) и CRM(T) необходимы тщательные структурные исследования, невозможные в случае разбавленных образцов с низкой концентрацией исходного лепидокрокита. Поэтому были предприняты эксперименты по созданию CRM на массивном образце того же лепидокрокита при двух температурах 225 и 300°C в течение 444 часов. Первая, достаточно низкая температура, отвечающая на чалу реакции, была выбрана для того, чтобы максимально приблизить лабораторные эксперименты к реальным природным условиям, но еще иметь возможность проведения их на лабораторной шкале времени. Вторая температура соответствует максимальной скорости реакции. Результаты приведены на рис. 1.

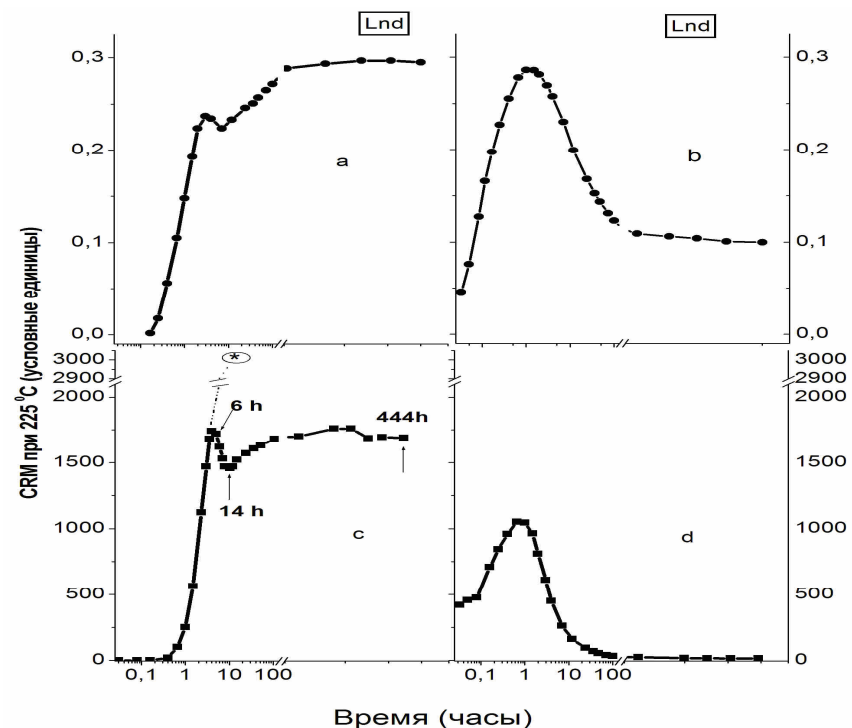


Рис. 1. Зависимость CRM лепидокрокита от времени при различных температурах: а,с- 225°C , б,д- 350°C ; Lnd-порошок лепидокрокита, разбавленный каолином; с,д-массивный образец.

Как видно из рис. 1 наблюдается существенное различие в поведении CRM, приобретаемой при температурах 225 и 350°C , как для порошков, так и для массивных образцов, что, очевидно, определяется пороговой скоростью реакции. В то же время существенных различий в поведении CRM, созданной в разбавленных порошках и в массивных образцах при одной и той же температуре нет. Наблюдается лишь объяснимый сдвиг во времени при 225°C , в течение которого достигается первый максимум CRM: в порошковом образце оно составляет 2.5 часа, в массивном ~ 4 -х час. Разбавление каолином применялось для предотвращения взаимодействия между частицами. Отсутствие различий в ходе изотермических кривых CRM(t) во-первых, делает корректными эксперименты на массивных образцах, во-вторых, показывает, что магнитное взаимодействие, если оно существует,

происходит на шкале размеров меньше микрона (минимальный размер, получаемый при растирании в ступке). Наиболее интересным и неожиданным с точки зрения стабильности CRM является ее поведение при 225°C. 2 особенности требуют объяснения: причина локального минимума после 14 часов отжига и стабилизация CRM после повторного достижения максимальной величины. Последнее представляется чрезвычайно неожиданным, поскольку в ходе двухстадийной химической реакции дегидратации на первом этапе должен образовываться сильный магнитомягкий ферримагнетик маггемит, а на втором – высококоэрцитивный слабый ферримагнетик гематит. Разница в удельных величинах намагниченностей этих минералов составляет 2 порядка, что должно было бы непременно сказаться и на разнице в величинах CRM. Первое предположение, которое можно высказать для объяснения отсутствия спада CRM в течение 444-х часов прохождения реакции, что при данной температуре она тормозится на 1-ой стадии образования маггемита. При этом маггемит остается в стабильном однодоменном состоянии на всей лабораторной шкале времени. Для проверки этого предположения и возможного объяснения причины локального минимума на кривой CRM(t) необходимы структурные исследования. Для этой цели были выбраны образцы, соответствующие первому максимуму кривой, локальному минимуму и концу процесса (после 6, 14 и 444 часов отжига соответственно). Для них, включая исходный образец лепидокрокита, были получены мессбауэровские спектры на спектрометре с постоянным ускорением с источником $^{57}\text{Co}(\text{Rh})$ в геометрии прохождения при комнатной температуре и температуре жидкого азота. Математическая обработка экспериментальных спектров проводилась с использованием программного обеспечения UNIVEM MS с учетом инструментальной ширины линии поглощения ~ 0.27 мм/с и дифрактограммы на дифрактометре STOE B242 с Ge- монохроматором, выделяющим $K\alpha$, излучение Fe анода. Мессбауэровские спектры основных этапов реакции приведены на рис. 2, где вверху показан спектр исходного парамагнитного лепидокрокита, а ниже последовательность его превращений. Первое, что обращает на себя внимание – это значительная сохранность лепидокрокита в течение 6 часов нагрева, когда достигается максимум величины CRM. При этом наблюдается секстет сверхтонкого магнитного расщепления, соответствующий совокупности двух фаз маггемита и гематита. Достаточно узкие линии секстета свидетельствуют о хорошей кристаллизации вновь образованных фаз. Однако после 14 часового отжига, соответствующего локальному минимуму CRM, спектра от лепидокрокита практически не наблюдается, а линии секстета оказываются резко уширенными, что практически не дает возможности выделения индивидуальных магнитных фаз и свидетельствует о разупорядоченной структуре образовавшихся ферромагнетиков. В ходе дальнейшего нагрева вновь происходит сужение линий секстета, указывающее на упорядочение структуры ферро-ферримагнетика. По параметрам спектр отвечает как маггемиту, так и тонкодисперсному гематиту. Однако из-за отсутствия разрешения надежное определение относительного количества этих фаз невозможно.

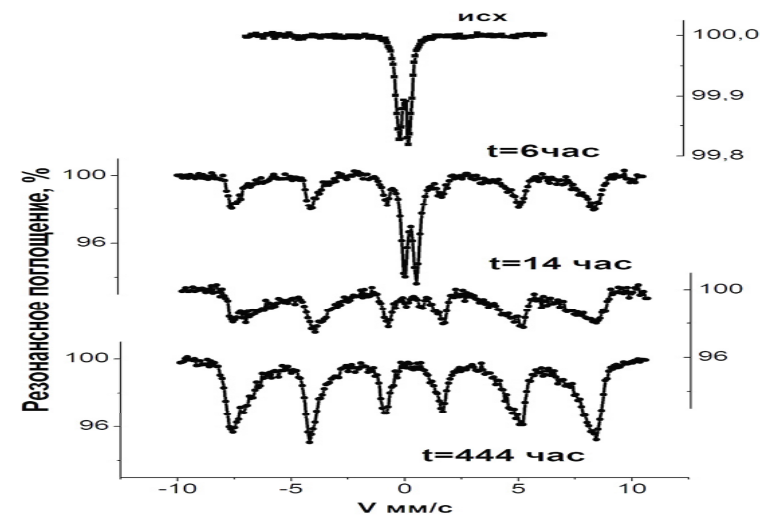


Рис. 2. Мессбауэровские спектры лепидокрокита, отожженного при 225°C в течение 6, 14 и 444 час. Спектры получены при комнатной температуре.

Обработка спектров с помощью программы распределения эффективных магнитных полей показала существенную разницу в этом распределении на всех этапах и подтвердила наименьшую степень упорядочения после 14 часового отжига. Это нашло полное подтверждение в рентгендифракционных данных. На рис. 3 приведены фрагменты дифрактограмм образцов лепидокрокита после 6 и 14 часов отжига соответственно.

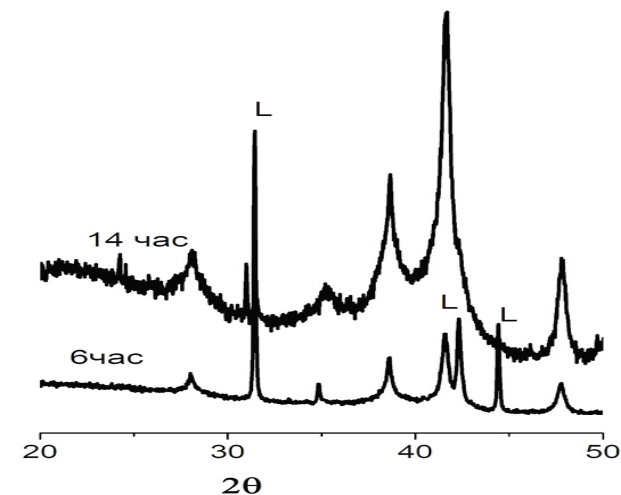


Рис. 3. Фрагменты дифрактограмм двух образцов лепидокрокита, отожженных 6 и 14 часов. L-линии лепидокрокита.

На дифрактограмме первого образца наблюдаются еще очень сильные и интенсивные рефлексы лепидокрокита, наряду с относительно узкими рефлексами маггемита и слабыми рефлексами гематита. После 14 часового отжига линии лепидокрокита практически исчезают, а рефлексы, соответствующие маггемиту и гематиту оказываются значительно уширенными. При этом уширение линий неодинаково, и так же как в случае дегидрата-

ции гетита, характерно только для рефлексов от плоскостей, в которых расположены ионы Fe(III). Рефлексы от кислородных плоскостей значительно уже.

Для получения более надежной информации о фазовом составе на конечном этапе эксперимента по созданию CRM, спектр образца, после 444 часового отжига (ему соответствует стабильная часть кривой CRM(t) на рис. 1с) был измерен в магнитном поле 4Тл при температуре 4К. Цель этих экспериментов состояла в разделении спектров от магнетита и гематита, что возможно только в сильном внешнем магнитном поле, оценке их относительного содержания фаз и рассмотрении степени коллинеарности спинов в структуре магнетита. Поскольку Магнетит является двухподрешеточным ферромагнетиком, влияние сильного магнитного поля на магнитные моменты подрешеток различно: эффективное магнитное поле А-подрешетки, совпадающее с направлением приложенного поля, возрастает, а В-подрешетки, внутреннее эффективное поле которой обратно приложенному внешнему магнитному полю, уменьшается, чем достигается разрешение спектра чистого магнетита. По этой же причине линии гематита во внешнем магнитном поле уширяются, но не достигают разрешения. Спектр образца после 444 часового отжига в магнитном поле показан на рис. 4.

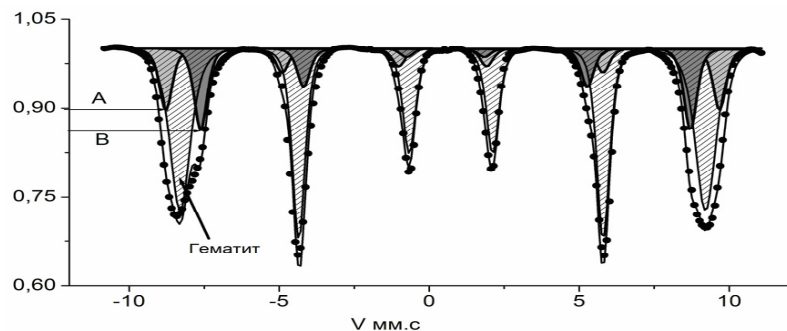


Рис. 4. Мессбауэровский спектр лепидокрокита после отжига при 225°C в течение 444 часов. Спектр получен при T=4К в магнитном поле H=4Тл. Светло серым закрашены линии секстета от А-подрешетки, темно серым-линии В подрешетки магнетита. Заштрихованы линии спектра гематита.

Анализ соотношения интенсивностей линий, отвечающих магнетиту и магнетиту показывает 70, процентное содержание гематита в образце. Следовательно, предварительно выдвинутое предположение, о том, что стабильная величина CRM, на протяжении длительного времени протекания реакции объясняется торможением реакции на стадии образования магнетита, неверно. На всех этапах реакции, начиная с достижения первого максимума, CRM создается в единой системе магнетит-гематит, где обе фазы тесно взаимодействуют. Особенности приобретения намагниченности этой системой привлекли внимание исследователей достаточно давно [3; 9; 10]. В 1966 г. вышло сразу три статьи, посвященных рассмотрению особых магнитных свойств этой системы. Ванерjee [9] привлек идею обменной анизотропии, ранее развитую Stacey, для объяснения магнитного взаимодействия в системе магнетит гематит и показал исчезающий вращательный гистерезис на природных высококоэрцитивных образцах, где были обнаружены тонкие прорастания магнетита и гематита. Обменная анизотропия возникает за счет суперобменного взаимодействия через границу в двухфазной системе, где одна фаза—это "мягкий" ферромагнетик, другая—жесткий антиферромагнетик. Результирующий момент ферромагнетика взаимодействует с антиферромагнитным таким образом, что при определенных условиях эти моменты могут быть параллельными, антипараллельными или находиться под прямым углом к приложенному магнитному полю. Стабильность благодаря обменным силам на много порядков превышает любое магнитостатическое взаимодействие, поэтому эта ситуация может существовать на геологической шкале времени. Эту же идею высказали

Gustard I Shule [10], наблюдавшие рост остаточной намагниченности при увеличении содержания гематита в двухфазной системе, полученной отжигом игольчатых частиц магнетита на воздухе. Максимум IRM максимум достигался при 90% содержании гематита. Porath [3] изучал образование CRM при отжиге синтетического магнетита со средним размером частиц 0.4 мк при T=500-580°C в течение 3-х часов при контроле изменения содержания гематита. Полученные им кривые CRM(t) также как и в нашем случае имели локальный минимум стабилизацию величины CRM на уровне 0.5CRM max. Его объяснение стабильности также сводилось к предположению об обменной анизотропии. Таким образом, при реакции дегидратации лепидокрокита определяющим фактом для приобретения CRM и ее стабильности является образование в ходе реакции системы магнетит-гематит, в которой магнитное взаимодействие осуществляется на нано-шкале через границу двух фаз. Поэтому рассмотрение процесса с точки зрения роста размеров частиц в данном случае неприменимо. Роль материнской фазы — лепидокрокита—сводится к контролю на первом этапе за формированием упорядоченной структуры системы магнетит-гематит в тонком приповерхностном слое исходных зерен, а при более объемном развитии реакции к разупорядочению в этой системе, что и приводит к появлению локального минимума CRM. Дальнейший нагрев производит только упорядочение в системе магнетит-гематит, не воздействуя на степень обменного взаимодействия через границу фаз.

1. K.Kobayashi. An. experimental demonstration of the production of chemical remanent magnetization wit Cu-Co alloy. J. of Geomagn. Geoelectr., XII, N3, 148-164, 1961
2. Haigh G. The process of magnetization by chemical change. Philos. Mag.3, 267-268, 1958
3. H. Porath. Magnetic studies on specimens of intergrown maghemite and hematite. J.Geophys. Res. 1968, 73, 18 5959-5965
4. I.G. Hedley. Chemical remanent magnetization of the FeOOH, Fe₂O₃ system. Phys.Earth Planet. Int., 1, 103-121, 1968
5. Багин В.И., Гендлер Т.С., Авилова Т.Е. Магнетизм α-окислов и гидроокислов железа. Москва, ИФЗ РАН, 1988,180 стр
6. Ö. Özdemir & D. Dunlop. Chemical remanent magnetization during γ-FeOOH phase transformations. J.Geophys.Res.98, NB3, 4191-4198, 1993
7. McClelland E., & C. Goss. 1993. Self reversal of chemical magnetization on the transformation of maghemite to haematite. Geophys.J. Int. 112, 517-532.
8. L. Stokking & Tauxe. Properties of chemical remanence in synthetic hematite: testing theoretical predictions. J. Geophys. Res., 95, N B8, 12639-12652, 1990
9. S.K. Banerjee. Letter to the Editors. Geophys. J. R. astr. Soc.1966, 10, 449-450
10. B.Gustard & W. J. Shulele. Anomalously high remanence in (γ-Fe₂O₃)_{1-x}(α-Fe₂O₃)_x particles. J.Apply Phys., 37, N3, 1966
11. T.S. Gendler, V.P. Shcherbakov, M.J. Dekkers, A.K. Gapeev, S.K. Gribov, E. McClelland. The lepidocrocite-maghemite-hematite reaction chain. 1. Acquisition of chemical remanent magnetization by maghemite, its magnetic properties, and thermal stability. Geophys. J. Int., 2005, 160, 815-832

ГЕОМАГНИТНАЯ ИНВЕРСИЯ МАТУЯМА–БРЮНЕС: ЗАПИСЬ В ОТЛОЖЕНИЯХ НОВОСИБИРСКОГО ПРИОБЬЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

З.Н. Гнибиденко¹, Н.Н. Семаков²

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, (gnibidenkozn@ipgg.nsc.ru);

²Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

На основании комплексных литолого-минералогических, геолого-стратиграфических и палеомагнитных данных начато изучение структуры записи геомагнитного поля верхней части хрона Матуяма, инверсии Матуяма-Брюнес и хрона Брюнес в плейстоценовых отложениях разреза Мраморный. Изучаемый разрез Мраморный расположен на левом берегу р. Берди – притоке Оби, восточнее с. Шипуново в Новосибирском Приобье ($\varphi = 54^{\circ}36'$ с.ш., $\lambda = 83^{\circ}20'$ в.д.) на юге Западной Сибири. Здесь, в Новосибирском Приобье широко распространены лессово-почвенные отложения, изучение которых послужило основой создания стратиграфической схемы плейстоценовой субаэральная толща Западной Сибири, утвержденной МСК [1].

Фауна мелких млекопитающих из кротовинных горизонтов почв в самой нижней части нижнеплейстоценовых отложений определена как тираспольская, а ниже, как переходная между таманским и тираспольским комплексами (близкая карай-дубинской, петропавловской) [2; 3]. Ранее проведенные геолого-стратиграфические исследования [4] позволили установить, что суглинки и лессы, расчлененные искимитским (верхний плейстоцен) и шипуновским (средний плейстоцен) педокомплексами на основании находок фауны, определений ^{14}C , палеопедологического и палинологического анализов, относятся к плейстоцену. Суглинки, залегающие ниже шипуновского комплекса и евсинская ископаемая почва – к эоплейстоцену. На приведенном ниже рисунке шипуновский педокомплекс, состоящий из двух палеопочв, обозначен как слой 7. На этом же рисунке суглинки, залегающие ниже шипуновского педокомплекса, евсинский педокомплекс, состоящий из двух палеопочв, и суглинки, расположенные ниже последнего педокомплекса обозначены как слои 6, 5 и 4. Весь разрез плейстоцена залегают на мраморизованных известняках девонского возраста. Предыдущие реконструкционные палеомагнитные исследования плейстоценовых отложений разреза Мраморный (образцы в нижней части этого разреза отбирались через 0.8 – 1.0 м) выявили, что породы, залегающие над евсинской почвой, образовались во время хрона Брюнес, а подстилающие эту почву породы формировались во время хрона Матуяма [5].

В последнее время отложения, слагающие разрез Мраморный, были детально нами изучены. Для этого были подготовлены и опробованы три раскопа плейстоценовых отложений мощностью 14.7 и 1.4 м, представленные лессовидными суглинками, ископаемыми почвами, плотными суглинками, глинами, песчаными отложениями и алевритами. Первый раскоп располагается в юго-западной стенке Мраморного карьера, на уступе карьерной террасы высотой ~ 10-11 м над поверхностью мраморизованных известняков. В данной публикации мы не приводим этот разрез, поскольку он соотносится с верхней частью хрона Брюнес и сопоставляется с верхами разреза второго раскопа. Второй раскоп (рис.) распола-

гается на западной стенке Мраморного карьера около его юго-западного угла. Был отработан еще один раскоп – третий, расположенный на западной стенке Мраморного карьера. Здесь в месте расположения инверсионной переходной зоны образцы были отобраны всплошную. Всего было отобрано и изучено из трех раскопов в разрезе Мраморный около 480 ориентированных образцов, представляющих 140 временных стратиграфических уровней. Часть из этих образцов отобрана всплошную, часть – через 10 и 20 см. Все образцы отбирались в виде кубиков с ребром грани 2 см и ориентировались на север в горизонтальном положении, т. е. горизонтальная плоскость являлась плоскостью напластования.

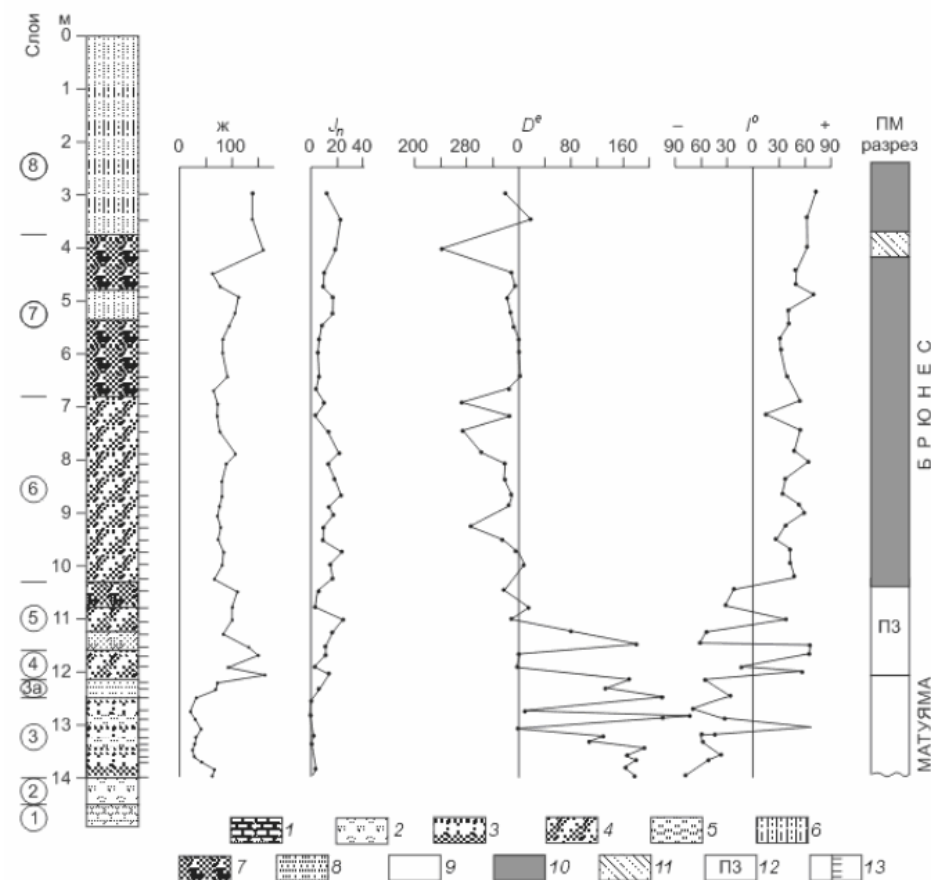


Рис. Магнито-стратиграфический разрез плейстоценовых отложений Мраморный (Новосибирское Приобье). 1 – известняк, 2 – галечник, 3 – песок, 4 – суглинок, 5 – алеврит, 6 – лессовидный суглинок, 7 – ископаемая почва, 8 – глина; полярности: 9 – прямая, 10 – обратная, 11 – аномальная, 12 – переходная зона, 13 – уровни отбора образцов.

Проведенные литолого-минералогические исследования и исследования по магнитной минералогии показали, что все изученные породы – лессовидные суглинки, плотные суглинки, алевриты, глины, песчаные отложения и ископаемые почвы имеют первичную горизонтальную слоистость, сингенетичную породам и

обусловленную чередованием слоев пород либо разной размерности, либо различного цвета, или того и другого вместе. Кривые нормального намагничивания, снятые с использованием электромагнита 5P, позволяющего создавать постоянные магнитные поля напряженностью 13600 Э, свидетельствуют о наличии в изучаемых породах как магнитомягких, так и магнитожестких минералов. Литолого-минералогические исследования в комплексе с исследованиями по магнитной минералогии позволили установить, что состав магнитных минералов – носителей намагниченности в лессовидных суглинках, алевритах, песчаных прослоях, плотных суглинках, глинах и ископаемых почвах представлен зернами магнетита, который составляет преобладающую часть фракции магнитных минералов, а также зернами маггемита, гематита, иногда титаномагнетита, которые образуют подчиненную часть фракции магнитных минералов. Часто встречаются прослои, обохренные гидроокислами железа. Количественный состав магнитных минералов, составляющий сотые доли процента (от веса образца), меняется от образца к образцу, но находится вне зависимости от величины естественной остаточной намагниченности. Состав магнитных минералов в породах снизу вверх по разрезу весьма разнообразен, но нельзя заключить, что какой-то определенной литологической разновидности пород соответствует только ей присущий набор магнитных минералов. Т.е. невозможно выделить вертикальную зональность в распределении магнитных минералов, связанную с изменением направления естественной остаточной намагниченности пород, иными словами, прямо, обратно и аномально намагниченные горизонты пород не отличаются между собой составом магнитных минералов. Терригенная природа зерен магнетита, маггемита, титаномагнетита и гематита не вызывает сомнения. Об этом свидетельствуют состав, строение и форма зерен магнитных минералов, а также характер и степень их окатанности. Анализ палеогеографической обстановки времени образования пород и последующей их жизни показывает, что климатические и природные условия области сноса (Алтай) и области отложения осадков (Новосибирское Приобье) на протяжении всей их геологической жизни не способствовали химическому изменению обломочных магнитных минералов-носителей намагниченности. Зерна этих минералов ответственны за ориентационную намагниченность, которая формируется в процессе отложения терригенных зерен магнитных минералов в результате статистического выравнивания их магнитных моментов по направлению действующего в ту эпоху геомагнитного поля.

Вторичные изменения некоторых зерен магнетита и титаномагнетита носят унаследованный характер. Но вполне вероятно, что какая-то доля вторичных изменений магнитных минералов и образования гидроокислов железа приходится на четвертичное время. В то же время необходимо отметить, что маггемит играет незначительную роль в балансе магнитных минералов, а гидроокислы железа вносят незначительный вклад в общую величину *NRM*, что показано в ряде работ [6]. Таким образом, можно сделать вывод, что полученный палеомагнитный разрез плейстоценовых отложений разреза Мраморный является «записью» истории геомагнитного поля за соответствующий промежуток времени.

Магнитная восприимчивость исследуемых лессовидных суглинков, плотных суглинков, ископаемых почв и алеврито-песчаных прослоев во всех

трех раскопах меняется от 23 до 276×10^{-5} ед. СИ. Наибольшими значениями *a* обладают лессовидные суглинки: их магнитная восприимчивость колеблется в пределах $74-276 \times 10^{-5}$ ед. СИ при средних значениях 160×10^{-5} ед. СИ, наименьшую магнитную восприимчивость обнаружили алеврито-песчаные отложения слоя 3 – $23-65 \times 10^{-5}$ ед. СИ при средних значениях 42×10^{-5} ед. СИ). Величина естественной остаточной намагниченности *NRM* варьирует от 1 до 80 мА/м, при средних значениях 3.62 мА/м. Самые высокие значения *NRM* наблюдаются у лессовидных суглинков 22-60 мА/м (средние значения 29 мА/м), самые низкие – в алеврито-песчаных отложениях слоя 3 – 0.9-8.1 мА/м (средние значения 2.62 мА/м).

Компонентный анализ естественной остаточной намагниченности проводился по результатам магнитных чисток методами ступенчатого терморазмагничивания и размагничивания переменным магнитным полем. Компоненты *NRM* устанавливались с помощью ортогональных проекций [7], при вычислении этих компонент применялся метод Киршвинка [8]. Все эти операции и представления результатов исследования в графической форме выполнялись с использованием пакета программ Р. Енкина [9]. При размагничивании переменным магнитным полем было выявлено, что в *NRM* исследуемых образцов присутствуют одна-две, иногда три компоненты естественной остаточной намагниченности, выделяемые в полях 20-40 мТл – 60-70 мТл. Первая компонента – низкостабильная, скорее всего, имеет вязкое происхождение, вторая компонента – высокостабильная является характеристической. Следует отметить, что образцы пород разреза Мраморный обладают довольно высокой стабильностью к переменному магнитному полю, примерно у одной трети образцов коллекции переменное магнитное поле в 80 мТл разрушает только 50% естественной остаточной намагниченности пород.

При терморазмагничивании образцов исследуемых пород было установлено, что в их *NRM* выделяются одна-две компоненты намагниченности. Первая низкотемпературная компонента, по-видимому, имеет вязкую природу, а также может быть обусловлена присутствием гидроокислов железа и выделяется в температурном интервале 180-200-300°C. Вторая компонента – высокотемпературная, носителем которой является магнетит и гематит, выделяется при температурах 550-675°C. При размагничивании переменным магнитным полем и температурой использовались установки LDA-3 и TD48. По выделенной характеристической компоненте второго раскопа был построен палеомагнитный разрез (рис.), в котором были выделены хрон Брюнес, переходная инверсионная зона и заключительная стадия хрона Матуяма.

Ряды склонения и наклонения, построенные по характеристической компоненте *NRM* в трех исследуемых раскопах разреза Мраморный, зафиксировали последовательность обратных, промежуточных и прямых направлений геомагнитного поля. В результате тщательного и детального изучения геомагнитного поля во временном интервале приблизительно 0.9–0 млн. лет, включающем заключительную стадию хрона Матуяма перед инверсией Матуяма-Брюнес, хрон Брюнес, а также инверсионный переход Матуяма-Брюнес установлено, что:

1. Средние направления стационарного прямого и обратного геомагнитного поля почти антиподальны,

2. Инверсионный переход от обратного режима полярности к прямому имеет мощность 1.7 м и представляет собой неоднократное чередование полярности кратковременными полными и частичными обращениями геомагнитного поля,

3. Значения углов наклона стационарного прямого и обратного поля являются заниженными приблизительно на 10-15°, что еще раз подтверждает ориентационную природу естественной остаточной намагниченности исследуемых пород. Направление современного магнитного поля в районе исследований составляет: $D = 8.3^\circ$, $I = 73.8^\circ$.

Изучение поведения геомагнитного поля и напряженности этого поля во время инверсии Матуяма–Брюнес в плейстоценовых отложениях Новосибирского Приобья на юге Западной Сибири продолжается.

Работа выполняется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 07-05-00582)

1. Волков И.А., Зыкина В.С., Ким Ю.В., Круковер А.А. Уточнение схемы расчленения плейстоценовой субэаральной толщи Западной Сибири // Четвертичная стратиграфия и события Евразии и Тихоокеанского региона. – Якутск, Ч.1, 1990, с. 41-43.
2. Зыкина В.С., Круковер А.А. Новые данные по расчленению и корреляции четвертичных отложений Предалтайской равнины // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. – Барнаул, Ч.1, 1988. с. 47-49.
3. Зыкина В.С., Ким Ю.В. Почвообразование и лессонакопление в плейстоцене юго-восточной части Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфии и межрегиональные корреляции. Новосибирск, 1989, с. 81-86.
4. Волков И.А., Зыкина В.С. Ископаемые почвы в опорном разрезе покровных отложений Новосибирского Приобья // Геология и геофизика, 1977, №7. с. 83-94.
5. Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н. Магнитостратиграфические разрезы неогеновых и четвертичных отложений Северной Азии и юго-восточной Европы и проблемы их корреляции // Геологические методы в региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1982, с. 76-94.
6. Багин В.И., Гендлер Г.С., Авилова Г.Е. Магнетизм окислов и гидроокислов железа. М.: ИФЗ АН СССР, 1988, 180 с.
7. Zijdeveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks analysis of results // Methods in paleomagnetism. Amsterdam, 1967, p. 254-286.
8. Kirschvink J.L. The least square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1980, vol. 62, p. 699-718.
9. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre, Geol. Survey Canada. Sidney, 1994, 16 p.

ИЗМЕРЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЕЙ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В ОДНОДОМЕННЫХ ОБРАЗЦАХ

О.А. Горошко¹, В.А. Иванов²

Дальневосточный государственный университет, Владивосток

Магнитостатическое взаимодействие играет существенную, а иногда определяющую, роль в формировании свойств гранулированных ферромагнетиков. Поэтому не случайно, исследованию этого явления посвящено огромное количество теоретических работ, результатами которых, являются функции распределения случайных полей взаимодействия и среднее поле для некоторых простых моделей, позволяющих получить конечный результат. Реальные системы, как правило, осложнены многими факторами (слипанием частиц, образованием кластеров повышенной плотности, наличием суперпарамагнитного окружения и т. д.), которые не могут быть учтены в теоретических расчетах. Экспериментальные же методы измерения этих характеристик разработаны крайне слабо. В большинстве таких исследований для получения характеристик взаимодействия используются различные виды намагничивания, в которых взаимодействие хотя и играет заметную роль, но не является определяющим (частные гистерезисные циклы, нормальная остаточная намагниченность) [1; 2]. Широко распространенный в последние годы метод FORC-диаграмм [3] хотя и позволяет получить некоторые характеристики взаимодействия, не дает в явном виде функцию распределения полей взаимодействия. К тому же, интерпретация FORC-диаграмм представляется нам крайне запутанной и неоднозначной, а сам метод получения этих диаграмм довольно громоздким и трудоемким.

Эти обстоятельства побудили нас предпринять исследования, целью которых является поиск метода непосредственного измерения распределения частиц по полям взаимодействия. Из известных видов остаточной намагниченности поставленной задаче, на наш взгляд, в наибольшей мере соответствует идеальная (безгистерезисная) остаточная намагниченность $J_{ri}(h, H)$, образующаяся наложением постоянного поля H в процессе плавного уменьшения амплитуды переменного поля от некоторого значения h до нуля. Предлагаемый способ экспериментального определения распределения частиц по полям взаимодействия основан на специфике механизма образования J_{ri} . Для дальнейших рассуждений воспользуемся хорошо известной моделью и диаграммой Прейзаха (ДП). Согласно этой модели, образование остаточной намагниченности является следствием необратимого перемагничивания фиктивных частиц (для однодоменных образцов – действительных однодоменных частиц), имеющих несимметричные прямоугольные гистерезисные циклы с критическими полями a и $-b$, при достижении которых частица перемагничивается в условно положительном или отрицательном направлениях. На ДП каждой такой частице соответствует фазовая точка, которая изображается $+$ или $-$ в зависимости от направления ее магнитного момента при текущем магнитном состоянии образца. В отсутствие взаимодействия в системе однодоменных частиц все циклы симметричны (исключая достаточно редкий случай однонаправленной анизотропии) и соответствующие им точки на ДП лежат на ее биссектрисе. Появление магнитостатического взаимодействия приводит к смещению циклов перемагничивания на величину поля взаимодейст-

вия и соответствующему смещению фазовых точек на ДП. Распределение этих точек или распределение частиц по полям взаимодействия может быть получено при помощи идеального намагничивания образца, которое представляется на ДП как приведение частиц в НС в смещенной системе координат. В результате, после снятия поля H и возвращения к исходным координатам все частицы, находящиеся в диапазоне полей взаимодействия от 0 до $-H$ окажутся намагниченными в положительном направлении. На диаграмме Преязаха им соответствует полоса шириной $2H$, прилегающая к биссектрисе. В общем случае $J_{\text{н}}$ является функцией постоянного поля H и максимальной амплитуды переменного поля h , однако, если H превышает поле насыщения, то $J_{\text{н}}$ зависит только от H . Получив зависимость $J_{\text{н}}(H)$ и продифференцировав ее по H , получим поперечный профиль плотности фазовых точек на ДП, соответствующий плотности распределения частиц по полям взаимодействия. Действительно, исходя из представления $J_{\text{н}}$ на ДП, нетрудно подсчитать, что

$$\frac{dJ_{\text{н}}}{dH} = 2m \frac{dN}{dH} \frac{1}{V},$$

где m – магнитный момент одной частицы, V – объем образца, dN – число частиц, находящихся в полях взаимодействия от H до $H+dH$, и, следовательно, dN/dH плотность распределения частиц по полям взаимодействия. Поскольку $J_{\text{н}}(H)$ не зависит от распределения частиц по критическим полям и полностью определяется распределением их по степени асимметрии гистерезисных циклов, то она наилучшим образом соответствует задаче изучения магнитоэлектронного взаимодействия в однодоменных системах. Отметим, что идеи применения $J_{\text{н}}$ для решения подобных задач высказывались и ранее [4; 5], но не получили своего развития.

В случае многофазных образцов, имеющих явно выраженные максимумы в коэрцитивных спектрах, возможно построение поперечных профилей отдельно для каждой из фаз. Для этого при образовании идеальной остаточной намагниченности постоянное поле прикладывается только на интервале изменения амплитуды переменного поля, соответствующем выбранной фазе.

Приведенные рассуждения и построения на ДП справедливы лишь в случае статистической стабильности распределения полей взаимодействия, а значит и стабильности самой диаграммы, т.е. независимости распределения магнитной плотности в какой-либо ее области от магнитного состояния частиц, соответствующих другой области. Эта стабильность сохраняется до тех пор, пока поле взаимодействия в месте расположения частиц не превышает их критических полей при любом магнитном состоянии образца, а, следовательно, они остаются в области необратимых изменений на ДП. При высоких концентрациях это соотношение нарушается, и изменение магнитного состояния приводит к перемещению фазовых точек в область обратимых изменений и обратно, что неизбежно приведет к нарушению стабильности ДП. По этому признаку можно классифицировать взаимодействия на сильные и слабые, и хотя такая классификация отличается от принятой во многих работах (по типу взаимодействия дипольное – недипольное), ее преимущество в том, что эти два типа легко разделяются экспериментально. Например, путем сравнения свойств какого-либо вида намагниченности, полученного при различных исходных магнитных состояниях.

Многочисленные эксперименты на образцах горных пород [4] не выявили случаев нарушения стабильности ДП, что свидетельствует о том, что взаимодействие в них, по предлагаемой классификации, относится к типу слабых. Однако, эта слабость не означает слабости влияния его на магнитные свойства образцов горных пород, поскольку взаимодействие определяет распределение магнитной плотности в придиагональной области ДП, ответственной за образование таких видов остаточной намагниченности, как термоостаточная и ориентационная.

Экспериментальная проверка предлагаемого метода выполнялась на образцах различной природы – искусственные образцы с различной концентрацией ферромагнитных зерен, продукты окисления пирита, образцы горных пород.

Хорошо известна проблема получения однодоменных образцов путем распределения готовых ферромагнитных зерен в немагнитной матрице. Практически невозможно избежать их слипания. Для уменьшения этого эффекта используются различные технологии – обработка зерен поверхностно-активными веществами, образование ферромагнитных зерен непосредственно в образце, например методом химического синтеза в коллоидном растворе, электрохимическое осаждение в поры. Мы ограничились простым длительным растиранием порошка γ -оксида железа в эпоксидной смоле, полагая, что при относительно небольшом количестве слипшихся зерен их влияние скажется в большей мере в области больших полей, т.е. на «хвостах» распределения. На рис. 1а представлены поперечные профили плотности $P(H)$ (распределения по полям взаимодействия) для приготовленных таким образом образцов. Кривые получены дифференцированием зависимостей $J_{\text{н}}(H)$ при фиксированном значении максимальной амплитуды переменного поля. Для удобства сравнения они построены в относительном масштабе, за 100 процентов принята плотность в полосе, непосредственно прилегающей к биссектрисе ДП. Заметим, что описываемым методом измеряется не распределение абсолютных значений полей взаимодействия, как это принято в теоретических исследованиях, а распределение составляющих этого поля на направление поля намагничивания, что, впрочем, не принципиально.

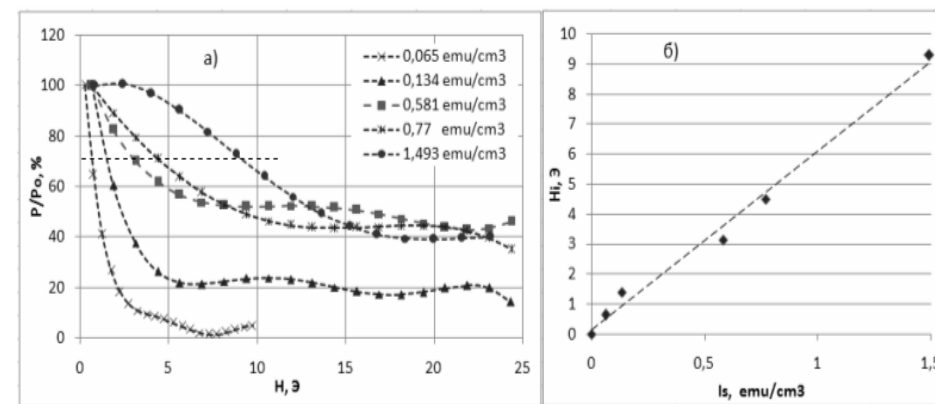


Рис. 1. а) – поперечные профили ДП искусственных образцов различной концентрации; б) – зависимость среднего поля взаимодействия от намагниченности насыщения, полученная по кривым (а).

Важнейшей характеристикой магнитного взаимодействия, наряду с функцией распределения, является среднее поле взаимодействия. Теоретические оценки этого поля указывают на пропорциональность его величине спонтанной намагниченности и объемной концентрации ферромагнетика $H_i = k \cdot J_s$. Поскольку концентрация ферромагнетика часто бывает неизвестна, это же соотношение можно выразить через намагниченность насыщения образца $H_i = k \cdot J_s$. Коэффициент пропорциональности k может изменяться в пределах от 1 до 10 и зависит от принятого закона распределения и способа усреднения. Для оценки среднего поля по экспериментальным кривым нам представляется разумным определить его как поле, при котором кривые пересекают некоторый фиксированный уровень, например 0.7 от P_{max} . На рис. 16 представлена полученная таким образом зависимость среднего поля взаимодействия от намагниченности насыщения. Некоторый разброс точек свидетельствует о том, что нам не удалось добиться однородного распределения частиц, однако линейная зависимость видна достаточно отчетливо.

Мы предприняли попытку получения образцов с однородным распределением ферромагнитных зерен путем окисления мелкодисперсных зерен неферромагнитного пирита в каолине. На рис. 2 представлены распределения для двух образцов, полученных по такой технологии, и имеющих существенно различную концентрацию. Как видно, и в этом случае наблюдается закономерный рост поля взаимодействия с ростом концентрации. Однако плохая контролируемость реакции не позволяет получить представительный набор образцов с одинаковыми свойствами зерен и отличающимися только их концентрацией.

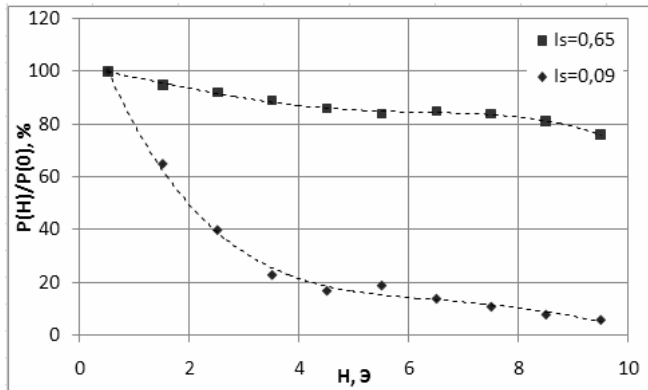


Рис. 2. Поперечные профили ДП образцов, полученных в результате окисления зерен пирита при различной их исходной концентрации.

На рис. 3 представлены результаты измерения полей взаимодействия для двух образцов горных пород с близкими магнитными свойствами (коэрцитивные спектры, кривые термомагнитного анализа). Как видно из рис. 3а, образец 21 при вдвое меньшей намагниченности насыщения имеет более широкое распределение полей взаимодействия. Этот факт можно объяснить особенностями пространственного распределения частиц, например, группированием их в кластеры повышенной плотности. На этом образце изучалось также изменение полей взаимодействия при изменении температуры (рис. 3б). В этих экспериментах из-

менялась не концентрация ферромагнетика, а его спонтанная намагниченность. Как видно из рисунка, наблюдается закономерное уменьшение взаимодействия с температурой. Естественно, трудно ожидать в этом случае линейной зависимости поля взаимодействия от величины спонтанной намагниченности, так как с изменением температуры изменяются многие характеристики ферромагнетика.

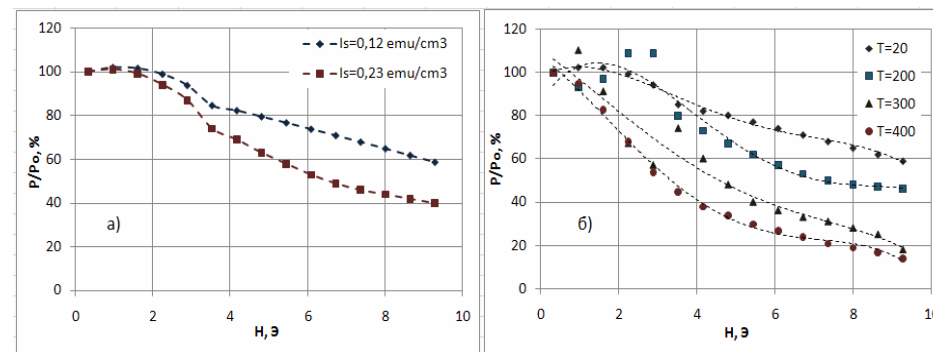


Рис. 3. Поперечные профили ДП образцов горных пород. а) – Температура 20°C (обр. 21 – $I_s = 0,12 \text{ emu/cm}^3$, обр. 23 – $I_s = 0,23 \text{ emu/cm}^3$); б) – Поперечные профили для обр. 21 при различной температуре.

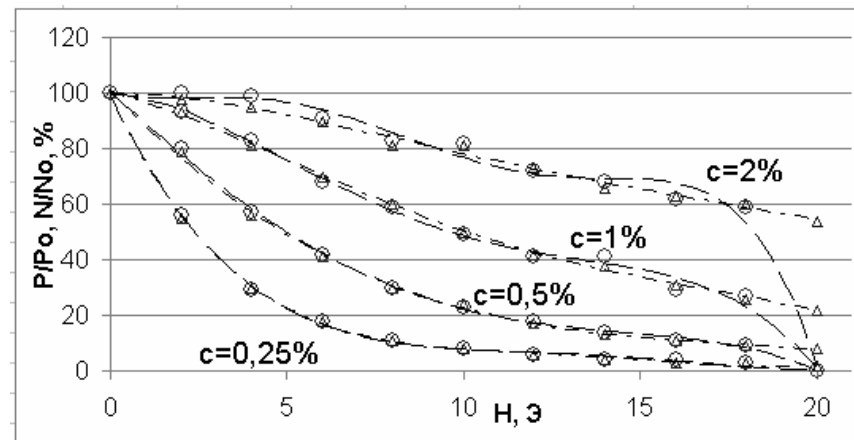


Рис. 4. Результаты моделирования распределения полей взаимодействия и поперечных профилей для различных концентраций частиц.

Наряду с экспериментами над реальными образцами мы предприняли попытку машинного моделирования этих же экспериментов на модели образца, составленного из конечного числа частиц. Модель представляет собой набор заданного числа частиц, распределенных в кубическом образце с необходимой концентрацией. Пространственное распределение их, осей легкого намагничивания, а так же распределение по объемам и критическим полям можно задавать произвольно. Для такой, достаточно реалистичной, на наш взгляд модели, рассчитывались поля взаимодействия в месте расположения каждой частицы и соответствующие распределения. Пересекающиеся и слипшиеся частицы исключались из модели. К полученному образцу применялась процедура идеального

намагничивания и строились поперечные профили ДП. На рис. 4 приведены результаты таких построений для четырех концентраций ферромагнетика. В этом примере образец состоял из 1000 частиц, случайно распределенных по объему, все характеристики которых так же приняты случайными. Там же приведены распределения полей взаимодействия $N(H)$, полученные прямым расчетом, практически совпадающие с поперечными профилями. Разработанный метод моделирования может быть полезен при изучении влияния различных факторов на распределение полей взаимодействия, таких как упорядоченное пространственное распределение, группирование частиц в кластеры и т.д.

Приведенные выше результаты свидетельствуют о том, что поперечные профили магнитной плотности адекватно отражают реальное распределение полей взаимодействия в реальных образцах. Среднее поле, вычисленное по результатам этих экспериментов оказывается несколько завышенным по сравнению с теоретическими оценками (коэффициент пропорциональности между намагниченностью насыщения и средним полем 5-15). Однако нужно принимать во внимание, во-первых, условность принятого нами способа его определения, и, во-вторых, возможность значительных различий пространственного распределения частиц в реальных образцах и теоретических моделях.

Таким образом, показана принципиальная возможность экспериментального измерения распределения полей взаимодействия и среднего поля взаимодействия в однодоменных образцах. Метод можно использовать в качестве дополнительного инструмента при исследованиях гранулированных ферромагнитных материалов. Отметим, что в отличие от других известных методов исследования явлений магнитного взаимодействия [1–3], для его применения не требуется наличие сложной измерительной техники и громоздкой математической обработки, достаточно одной единственной зависимости идеальной остаточной намагниченности от величины постоянного поля.

На этом этапе мы ограничились рассмотрением случая слабых взаимодействий, при которых поле взаимодействия не превышает критического поля частиц и, следовательно, распределение не зависит от магнитного состояния образца. Случай сильных взаимодействий, при котором эта стабильность нарушается, требует иных подходов и может служить предметом отдельного исследования.

1. Xiao-dong Che & H. Neal Bertram // J. Magn. Magn. Mater., 1992, **116**, p.121.
2. R. Proksch & B. Moskowitz // J. Appl. Phys., 15 May 1994, **75** (10), p.5894.
3. C.R. Pike, A.P. Roberts, K.L. Verosub // J. Appl. Phys., 1 May 1999, **85** (9), p.6660.
4. Иванов В.А., Шолто Л.Е. // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1982, 8, с.84.
5. Щербаков В.П., Щербакова В.В. // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, 9, с.101.

ТРАНСРЕГИОНАЛЬНАЯ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ НЕОГЕНОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Л.В. Гребенюк

ГОУ ВПО Саратовский государственный университет, (Grebenuk2@yandex.ru)

Построена региональная магнитостратиграфическая схема неогеновых отложений юга Европейской России и Закавказья, базирующаяся на основе усовершенствованной местной схемы Кавказской области и созданной схемы Северного Прикаспия и Нижнего Поволжья [1].

Привязка магнитозон Кавказско-Каспийской схемы к хронам Общей магнитохронологической шкалы и магнитозонам Средиземноморской схемы [2] затруднена из-за сложной структуры магнитной зональности всех модификаций палеомагнитной шкалы неогена. Для проведения дальних корреляций, выделенные в региональной магнитостратиграфической схеме неогена 92 магнитозоны прямой (N) и обратной (R) полярности сгруппированы в 16 сложнопостроенных ортозон.

Достоверность привязки ортозон к магнитным хронам Общей магнитохронологической шкалы и магнитозонам схемы Средиземноморья должна обеспечиваться надежным палеонтологическим контролем. Однако биогеографическая изоляция Средиземноморского и Паратетического бассейнов в неогене во многом ограничивает контрольные функции палеонтологии. Принципиальное значение в этом плане приобрели находки океанского нанопланктона в разрезах Черноморской области, которые были использованы затем в дальних корреляциях [3]. Эти сопоставления продолжены в настоящей работе с использованием 13 нанопланктонных уровней, заимствованных из работы Л.А.Невесской с соавторами [4].

В палеомагнитных колонках Общей магнитохронологической шкалы и схем неогена юга Европейской России и Средиземноморской области на фоне частого чередования узких разнополярных зон фиксируются более крупные магнитозоны прямой полярности. Эти специфические N-зоны могут служить дополнительными реперами для разбивки палеомагнитной шкалы на отдельные отрезки, по которым и целесообразно проводить корреляцию (с учетом данных палеонтологии). Сопоставление магнитостратиграфической схемы неогена юга Европейской России и Закавказья с магнитохронологической шкалой и Средиземноморской схемой приводится ниже (рис. 1).

Согласно данным М.Ф.Носовского и А.К.Богдановича [5], в алкунской свите определен нанопланктон зон NP25-NN1, что позволяет сопоставить кавказский региоюрис с аквитаном Средиземноморской области. Ортозона преимущественно обратной полярности R_1N_1k-s , приуроченная к кавказию и нижней половине сакараула, структурно близка магнитозонам 21 и 20 разреза Средиземноморья и хронам C6Cn-C6r Общей магнитохронологической шкалы. Число n-микрозон в сравниваемых палеомагнитных колонках варьирует от 5 до 8.

Палеомагнитным репером при дальних корреляциях может служить крупная ортозона прямой полярности N_1N_1s и нижняя часть ортозоны R_2N_1kz-t , которые соответствуют верхней половине сакараульского и низам коцахурского ярусов. В схеме Средиземноморья им соответствуют 19-ая, 18-ая и низы 17-ой магнито-

«Пестрая» картина магнитной зональности ортозон NR_1sm_3-m , R_6N_1m и N_6N_1m затрудняет проведение корреляции этого интервала магнитостратиграфической схемы юга Европейской России. Несколько противоречива привязка находок нанопланктона, обнаруженных в отложениях мэотиса: от зоны NN 9 до NN 10 – низов NN 11 – для нижнего мэотиса и зоны NN 10 и NN 11 – для верхнего мэотиса. По мнению Л.А.Невесской и др. [4], более вероятно корреляция нижнего мэотиса с большей частью зоны NN 10, а верхнего мэотиса – с нижней половиной зоны NN 11.

Подобные сопоставления не согласуются с полученными палеомагнитными данными. Во-первых, в региональной схеме отложения нижнего мэотиса соотносятся с ортозоной обратной полярности R_6N_1m , тогда как верхняя половина нанопланктонной зоны NN 10 приходится на хрон прямого знака $C4An$. Во-вторых, низы зоны NN 11 совпадают с хроном обратной полярности $C4r$, в то время как верхний мэотис прямомагнитен. И последнее, при такой корреляции для крупной ортозоны переменной полярности NR_1sr_3-m , зарегистрированной в верхах сармата, в магнитохронологической шкале не остается места.

Наиболее логичной кажется следующая интерпретация полученных данных: нижнемэотической ортозоне R_6N_1m соответствует 6-я нижнемессинская магнитозона в схеме Средиземноморья, а в магнитохронологической шкале – хрон $C3Ag$. Ортозону N_6N_1m можно коррелировать с магнитозоной 5 (средняя часть мессиния) и хроном $C3An$, чему не противоречат находки в верхнем мэотисе нанопланктона зоны NN 11. Верхнесарматская ортозона NR_1sr_3-m находит свои аналоги в виде магнитозон 8 и 7, соответствующих верхам тортона в схеме Средиземноморья, и сопоставляется с хронами $C4r$ - $C3Vn$ шкалы Берггрена.

Стратиграфическое положение понта, его объем и место в магнитохронологической шкале уже не одно десятилетие является предметом дискуссии. Спектр представлений о соотношении понта с ярусами Средиземноморья и зонами палеомагнитной шкалы достаточно широк: идея «длинного» понта и «короткого» понта. Часть авторов полагает, что понтический ярус имел длительность формирования 0.6-0.8 млн. лет, но помещают «короткий» понт в разные части магнитохронологической шкалы.

Согласно концепции «длинного» понта (~ 2 млн. лет), последнему в мировой палеомагнитной шкале должны соответствовать три длительных разнополярных интервала (низы зоны Гильберт, N – зона 5 и R – зона 6), что явно не согласуется с известными данными о магнитополярной структуре понтического яруса. По всем имеющимся данным понтический ярус характеризуется устойчивой обратной полярностью, осложненной парой кратких эпизодических переполусовок. Понтический интервал обратной полярности в литологически полных разрезах продолжается в нижнем киммерии и для крупной 5-ой N-зоны в этом интервале просто не находится места. Отсюда следует, что по палеомагнитным данным понт явно не может быть «длинным», «короткий» понт более доказательно соотносится с низами зоны Гильберт.

Этот вывод вполне согласуется с микропалеонтологической характеристикой. Нанопланктон в понтических отложениях обычно представлен видами широкого распространения, хотя в Румынии в нижнем понте найден комплекс нанопланктона зоны NN 11, а верхний понт условно отнесен к зоне NN 12 [8]. В

этом случае понтический ярус должен соответствовать верхам мессиния – низам занклия, а в шкале магнитной полярности – низам зоны Гильберт. С.В.Попов и Л.А.Невесская [9] считают, что по косвенным данным (палеогеографическим и др.) и по составу солоноватоводной фауны моллюсков и диноцист нижнего понта и верхнего мессиния, понт следует коррелировать с верхней частью мессинского яруса Средиземноморья. А детальные магнитостратиграфические исследования мессиния, выполненные на Восточном Крите, показали, что верхняя часть яруса в палеомагнитной шкале отвечает зоне Гильберт.

Данные по обратной намагниченности киммерия, находки в нем нанопланктона зон NN11 – NN13 [10] и с учетом определения верхней границы киммерия в 3.5 – 3.4 млн. лет, позволяют сопоставлять последний с занклием Средиземноморья.

Учитывая все точки зрения, ортозона обратной полярности, зафиксированная в интервале понт – киммерий магнитостратиграфической схемы неогена юга Европейской России и Закавказья, по мнению автора, соотносится с именной ортозоной Гильберт шкалы А.Кокса. В магнитохронологической шкале данной ортозоне отвечают хроны $C3r$ – $C2Ar$.

Вышележащие зоны прямой и обратной полярности, зафиксированные в акчагыле, соответствуют двум зонам: N-Гаусс и R-Матуяма. Первая ортозона коррелирует с хроном $C2An$ общей магнитохронологической шкалы, вторая (в пределах акчагыла) – с хронами $C2r$ - $C2n$. Этот вывод подтверждается данными радиологического датирования И.С.Чумакова, согласно которым нижняя граница акчагыла проходит на уровне 3.6 млн. лет, а верхняя – имеет возраст 1.87 млн. лет. Помимо этого, в акчагыльском интервале в Крыму найден нанопланктон, комплекс которых отнесен С.А.Люльевой к зонам NN17 и NN 18 [10], что свидетельствует о соответствии акчагыльского яруса пьяченцию и гелазию Средиземноморья.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 07-05-00353

1. Гребенюк Л.В. Построение магнитостратиграфической схемы неогеновых отложений юга Европейской части России и Закавказья // Материалы международной научно-практической конференции "Современные проблемы гуманитарных и естественных наук" (Москва 15-22 июня 2009 г.) Том 1, Москва, 2009. С.54-59. ISBN 2073-0071.
2. Ryan W.B.F., Cita M.B., Rawson M.D., Burcle L.H., Saito T. A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian Oceans in order to investigate the response of the world ocean to the Mediterranean "salinity crisis" // Riv. Ital. Paleont. Stratigr., 1974, vol. 80, № 4, p.631-687.
3. Молоствовский Э.А. Шкала магнитной полярности мезозоя и кайнозоя и ее значение для стратиграфии (по материалам Западной части СССР): Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. М., 1986, 34 с.
4. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П., Хондкариан С.О. О стратиграфической шкале неогена Восточного Паратетиса // Стратиграфическая геологическая корреляция. 2003, т.11, №2. С.3-26.
5. Носовский М.Ф., Богданович А.К. Кавказский региоярус нижнего мессиния Восточного Паратетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепрпетровск: изд-во Днепрпетр. ун-та, 1980. С.3-8.
6. Andreeva-Grigorievich A.S., Savytskaya N.A. Nannoplankton of the Tarkhanian deposits of the Kerch Peninsula // Geol.Carpathica. 2000. V.51. № 6. P.399-406.
7. Коненкова И.Д., Богданович Е.М. Распределение фораминифер и нанопланктона в тархан-чокракских отложениях урочища Малый Камышлак (Керченский п-ов) // Биосфера минулого України. Київ: ІН НАН Укр., 1994. С.95-96.
8. Marunteanu M., Papaianopol J., Popescu Gh. Et al. Biostratigraphic studies for the standard scale of the Neogene-Moesian and Moldavian platforms // Annual Inst. Geol. Rom. 2000. V.71. P.63-68.
9. Попов С.В., Невеская Л.А. Солоноватоводные позднемиоценовые моллюски и история Эгейского бассейна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т.8. № 2. С.97-107.
10. Семенов В.Н. Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плицена Восточного Паратетиса и Тетиса. Киев: Наукова думка. 1987. 232 с.

ПОЛОЖЕНИЕ И КИНЕМАТИКА ДЗАБХАНСКОГО ТЕРРЕЙНА В ПОЗДНЕМ РИФЕЕ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

А.В. Дворова¹, А.Н. Диденко², И.К. Козаков³

¹Геологический институт, Москва, (a.dvorova@mail.ru);

²Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск;

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Геологическое строение Центральной Азии определяется сочетанием двух типов структур: мозаичного и линейного строения. В аккреционной области мозаичного строения – раннекаледонском супертеррейне – представлены фрагменты массивов с кристаллическим основанием, венд-раннепалеозойские отложения океанических бассейнов и островных дуг. Структуры с кристаллическим основанием рассматриваются в последнее время как фрагменты континентальных массивов, входивших в суперконтинент Родиния и причлененные к структурам обрамления Сибирского кратона в ходе развития Палеоазиатского океана [1; 2]. Согласно [3] Дзабханский микроконтинент в раннем рифее существовал как фрагмент краевого участка суперконтинента Родиния, затем в процессе рифтогенеза на рубеже, примерно, 755 млн. лет он вышел из состава Родинии. Это не единственная точка зрения; происхождение, положение и кинематика рассматриваемого террейна на данном этапе является предметом дискуссии.

Нами была предпринята попытка определить возможное положение Дзабханского микроконтинента в позднем рифее. На западе Дзабханского террейна (рис. 1) были отобраны, а затем изучены трахириолиты, принадлежащие рифейскому вулканическому комплексу дзабханской серии [4]. Изотопный возраст вулканитов определен U-Pb-методом по цирконам как 777 ± 6 Ма [5]. Мощность дзабханской серии достигает 2000 м, она перекрыта венд-нижнекембрийскими породами цаганоломской серии [6].

В районе горы Яман-ула в поле выходов трахириолитов имеется крупный (7.5×4.5 км) массив щелочных гранитов (рис. 1), возраст которых составляет 752 ± 3 Ма [3]. Граниты Яманульского массива участвуют в строении бимодальной магматической ассоциации. Их формирование связано с образованием вулканического поднятия и ограничивающей его рифтовой зоной. Щелочные граниты массива представляют собой типичные посткинематические образования, которые после внедрения, как и вмещающие их, полого лежащие трахириолиты, не вовлекались в складкообразующие деформации.

Во вмещающих массив трахириолитах в зоне экзоконтакта, где была взята первая серия ориентированных образцов (10-20 метров от выходов гранитов), фиксируются процессы ороговикования. На удалении (в 100 и 500 метрах от контакта), где взяты вторая и третья серии образцов эти процессы не проявлены. Всего было отобрано 52 образцов из трахириолитов и 56 – из гранитов.

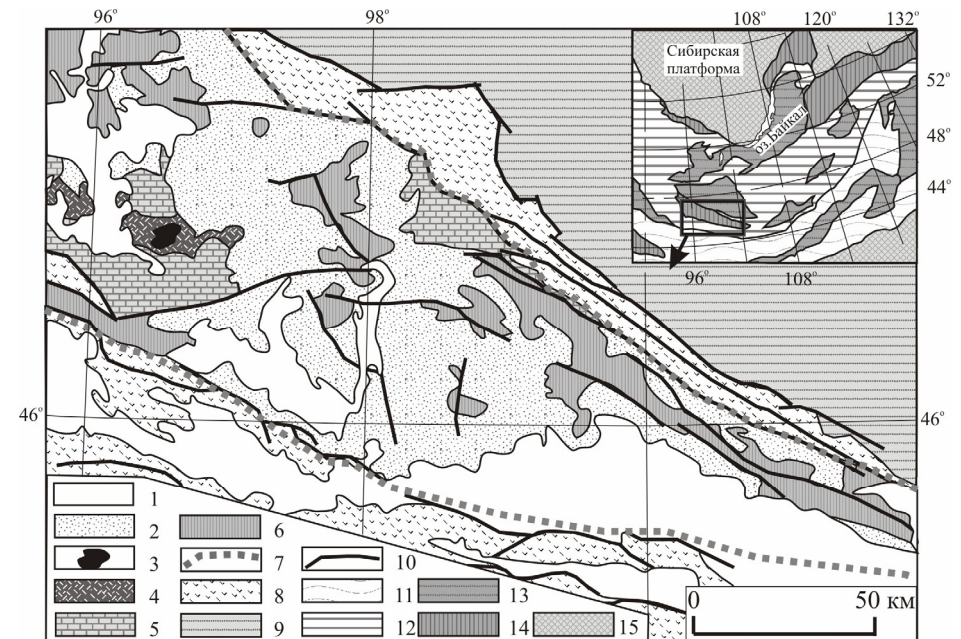


Рис. 1. Схема размещения позднерифейских магматических комплексов в строении Дзабханского микроконтинента. 1 – кайнозойские долины и впадины, 2-8 – геологические комплексы Дзабханского микроконтинента: 2 – палеозойские нерасчлененные, 3 – щелочные массивы Яманульского массива, 4 – вулканические толщи дзабханской серии, 5 – карбонатные толщи цаган-оломской серии, 6 – кристаллические породы дорифейского основания, 7 – границы Дзабханского микроконтинента, 8 – островодужные и офиолитовые комплексы конца позднего рифея – раннего кембрия, 9 – Хангайский террейн, 10 – разломы, 11-15 – структурные зоны ЦАСП и его обрамления: 11 – герциниды, 12 – каледониды, 13 – террейны с позднекембрийской корой, 14 – террейны с раннедокембрийским основанием, 15 – древние кратоны. Прямоугольником выделено положение района исследований.

Величина естественной остаточной намагниченности (NRM) изученных образцов варьируется от 2 мА/м до 15400 мА/м. В лавах она существенно возрастает по мере удаления их от контакта с гранитами Яманульского массива. Наиболее информативными в лавах дзабханской серии являются образцы с относительно слабой NRM – от 4 до 48 мА/м. В гранитах наиболее информативными являются образцы из эндоконтакта с лавами и NRM – от 3 до 16 мА/м.

Все образцы прошли ступенчатую термомагнитную чистку до 560° - 630° С; основным носителем магнетизма, судя по величинам деблокирующих температур NRM и точек Кюри (570 - 620° С) на зависимостях $J_s(T)$, является магнетит и катион-дефицитный магнетит. После термочистки выяснилось, что в изученных трахириолитах (кроме современной компоненты намагниченности, которая выделяется в 40 процентах образцов в низкотемпературном диапазоне до 350° С) только в половине коллекции выделяются две интерпретируемые компоненты намагниченности (табл.). Вторая половина образцов отличается хаотичным распределением направлений NRM. Первая компонента намагниченности в лавах выделяется в интервале от 530 до 600° С в 9 из 10

образцов, отобранных из зоны экзоконтакта (рис. 2А). Вторая – выделяется в интервале от 200 до 600°C в 19 образцах (рис. 2Г) из 42, отобранных в 100 и 500 м от контакта.

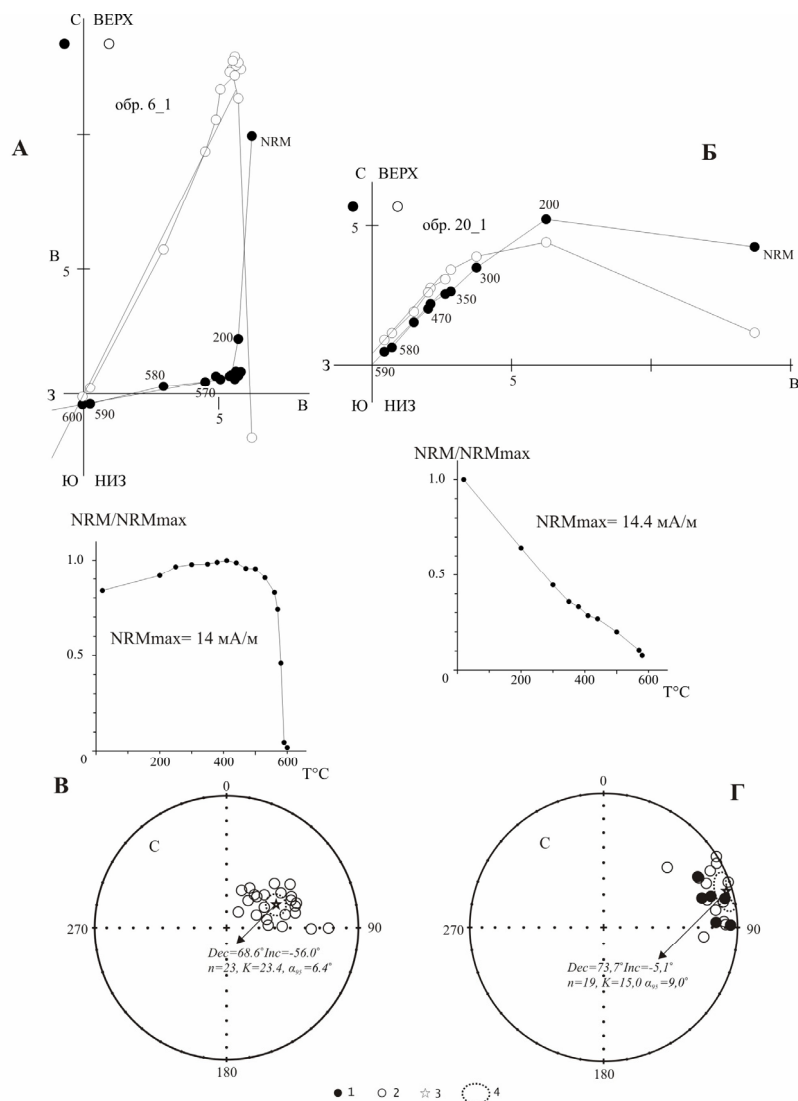


Рис. 2. Палеомагнитная характеристика изученных образцов. Поведение NRM (ЕОН) изученных пород в температурной магнитной очистке. **А** – трахириолиты дзабханской серии (экзоконтакт); **Б** – граниты Яманульского массива (в современной системе координат). Распределение направлений высокотемпературной компоненты NRM (ЕОН) на стереограммах в современной системе координат: **В** – гранитов и трахириолитов (из экзоконтактовой зоны); **Г** – трахириолитов Темными точками (1) обозначены проекции векторов на нижнюю полусферу, светлыми (2) на верхнюю. Звездочками (3) показаны средние палеомагнитные направления, показан овал доверия (4).

В гранитах из эндоконтактовой зоны (14 образцов) в температурном диапазоне от 200°-610°C выделяется высокотемпературная компонента (рис. 2Б), по направлению совпадающая с направлением компоненты, полученной в лавах из экзоконтакта (среднее направление по лавам и гранитам смотри в табл. и рис. 2В). В гранитах (30 образцов) выделяется также компонента с очень высокими наклонениями: Dec=210°, Inc=-85°, K=26.5, $\alpha_{95}=5.2^\circ$. В основном, эта компонента выделяется в среднетемпературном интервале от 350° до 500°C, ее природа, вероятно, вторична.

Таким образом, в гранитах и лавах экзоконтактовой зоны выделяется высокотемпературная компонента NRM, возраст которой можно связать по времени с внедрением гранитов Яманульского массива в лавы дзабханской серии. Дзабханский микроконтинент ~750 Ма назад мог располагаться между 30-44°N, если принять полярность этой компоненты как обратную (табл.). Время образования высокотемпературной компоненты NRM в лавах на удалении от интрузии можно заключить в интервал от 777±6 Ма [5] до времени внедрения гранитов – 752±3 Ма [3]. Угол наклона потоков лав меняется от 5 до 50° на ЗСЗ. Более крутые залегания (40°- 50°) установлены непосредственно вблизи массива, что связано с механическим воздействием интрузии. В его обрамлении (на удалении около 500 метров и далее) залегание пологое (5°-20°), часто горизонтальное. Интерпретация полученных данных дает основание полагать, что Дзабханский микроконтинент в это время мог располагаться в приэкваториальных широтах южного полушария (табл.).

Работа выполнена в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект № 09-1-ОНЗ-10 и при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 09-05-00223а и 08-05-00369)

Таблица. Палеомагнитные направления трахириолитов и щелочных гранитов Дзабханского микроконтинента (46.9°N, 96.5°E)

n	Dec, °	Inc, °	K	$\alpha_{95}, ^\circ$	коорд.	Plat, °	Plong, °	$d_p/d_m, ^\circ$	$\phi, ^\circ$
трахириолиты (экзоконтакт) + щелочные граниты (752±3 млн. лет)									
23	68.6	-56.0	23.4	6.4	геогр.	-13.5	226.2	6.6/9.2	36.5 N
трахириолиты (777±6 млн. лет)									
19	73.7	-5.1	14.9	9.0	геогр.	-	-	-	-
19	72.9	12.7	16.3	8.0	75 %	16.3	194.7	4.2/8.1	6.4 S
19	70.0	20.1	16.0	8.7	страт.	21.2	194.1	4.4/8.5	10.4 S

n – вошедшее в статистику число образцов; **Dec, Inc** – палеомагнитное склонение и наклонение; **K, α_{95}** – статистические параметры распределений: кучность и радиус овала доверия; **Plat, Plong** – широта и долгота виртуального палеомагнитного полюса; **ϕ** – палеоширота.

1. Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б. и др. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция. // Стратигр. Геолог. корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 1-20.
2. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Wang T. и др. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратигр. Геолог. корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3-24.
3. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В. и др. Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центр.-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2008. Т. 420. № 3. С. 375-381.
4. Тектоника МНР. М.: Наука. 1974. 283 с.
5. Zhao, Y., Song, B., Zhang, S.H. The Central Mongolian microcontinent: Its Yangtze affinity and tectonic implications // Abstract volume, Symposium on continental growth and orogeny in Asia, Taipei, Taiwan, 2006, March 19-26, p. 135-136.
6. Геология МНР / под ред. Н.А. Маринова, М.: Недра. 1973. Т. 2. 750 с.

ИЗМЕНЕНИЕ ПЕРИОДА ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ, ВЕРОЯТНЫЕ ПРИЧИНЫ, СВЯЗЬ С ДИПОЛЬНЫМ МОМЕНТОМ ГЛАВНОГО ПОЛЯ

В.А. Земцов

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, (zemtsov@krc.karelia.ru)

Продолжительность современных звездных суток на Земле или период обращения меридиана $T \approx 86164$ с. Однако принимать T за постоянную можно лишь до недавнего прошлого. Исследования количества годовых колец роста разновозрастных быстрорастущих окаменелостей показывают, что около 550 млн лет тому назад T был короче на 3 ± 1 час [1], т.е. угловая скорость вращения земной поверхности (мантии Земли) была примерно на 14% больше – $\Omega \approx 8.34 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$. Интересно, что полученное значение несколько превышает предполагаемую современную угловую скорость внутреннего ядра [2; 3]. Если предположить, что радиус земного ядра за фанерозойское время не изменился, можно оценить древнюю линейную скорость V на границе ядро-мантия (СМВ), которая является одной из главных «констант» в теории генерации геомагнитного поля [4]. Среднюю энергию торможения мантии с массой ($m \approx 4 \cdot 10^{24}$ кг) за весь фанерозой можно приближенно рассчитать, пользуясь формулой для момента инерции (J) вращающегося полого шара [5] с радиусами внешней и внутренней поверхностей, соответственно равными радиусу Земли (R_E) и радиусу ядра (R_c):

$$\Delta E = -\frac{\Delta \Omega^2}{2} \cdot J = -\frac{\Delta \Omega^2}{2} \cdot \frac{2}{5} m \frac{R_E^5 - R_c^5}{R_E^3 - R_c^3} \approx -0.5 \cdot 10^{28} \text{ Дж}$$

Часть этой энергии диссипации могла служить одним из источников для генерации главного поля в фанерозое. Зная его продолжительность, получим, что мощность возможного источника энергии на границе СМВ могла составлять $\approx 0.3 \cdot 10^{12} \text{ Вт}$, а мощность современного динамо по разным авторам – $10^9 - 10^{12} \text{ Вт}$ [6]. Однако какая часть энергии торможения мантии могла поглощаться ядром, неизвестно.

Историческое замедление вращения Земли связано с эволюцией лунной орбиты. Известно, что теперь её радиус увеличивается на $3.82 \pm 0.07 \text{ см/год}$ [7]. Важно, что космические исследования позволили оценить и величину $d\Omega/dt$, которая численно подтверждает общее увеличение T в фанерозое [2], имевшее примерно линейный характер (рис. 1).

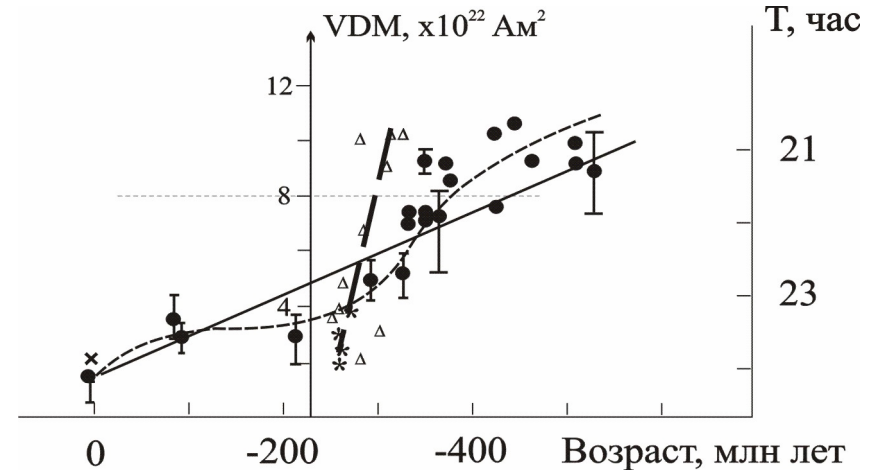


Рис. 1. Изменение периода вращения мантии Земли (T) в фанерозое по [1; 2; 7] и аномалия VDM в интервале карбон-триас по Щербаковой В.В. и др. [8]. Средние значения T – закрашенные кружки; значения VDM – треугольники и звездочки. Вертикальными отрезками обозначены ошибки определений T .

При более детальном рассмотрении кривой T можно увидеть, что она имеет квазипериодический характер во времени. В частности, в интервале от 350 до 200 млн лет (начала юры) замедление вращения Земли происходило значительно быстрее, чем в начале и, особенно в конце фанерозоя. Вероятно, главная причина замедления вращения мантии связана с приливным трением и периодическим характером приливных сил [7; 9], хотя это не совсем согласуется с известными оценками величин диссипации приливной энергии меридиональной волны M_2 в фанерозое, колеблющимися в пределах $-(0.34 \div 4.5) \cdot 10^{12} \text{ Вт}$ [7]. Но в интересующее нас время (350-150 млн лет) моделируются и наименьшие значения энергии приливов, и повышенные скорости роста радиуса лунной орбиты [7]. Конкретные определения T , представленные на рис. 1, базируются не на модельных представлениях, а на независимых определениях (количестве дней в году и возрасте) и не в полной мере удовлетворяют такой упрощенной модели. Возможно, по этой причине попытки установить корреляции между предполагаемыми фазами удаления-приближения Луны, напряженностью палеополя и частотой инверсий не приводят к каким-либо ясным выводам [10]. Следовательно, существовали и другие факторы, в той или иной степени затормаживавшие вращение Земли: глобальные оледенения, временно сокращавшие массу мирового океана, движения литосферных плит и т.д. Влияние собственного вращения Земли на дрейфт континентов рассмотрено в работе [2]. Используя опубликованную континентальную модель, можно оценить энергию вращения (E) отдельного континента, например Евразии, предполагая, что она подобна тонкому цилиндру, толщиной l , с радиусом r , вращающемуся на поверхности мантии со средней угловой скоростью (ω) относительно вертикальной оси (z), проходящей через его середину. Приняв $\omega = 4 \cdot 10^{-16} \text{ c}^{-1}$, получим, что $E \approx -2.5 \cdot 10^6 \text{ Вт}$. Вероятно, такими малыми величинами в сравнении с энергией океанских приливов можно пренебречь.

Сопоставление кривой T с результатами исследований по палеонапряженности геомагнитного поля, обнаруженная бимодальность VDM в фанерозое [8] дают основания полагать, что вероятно постепенное уменьшение VDM во время от 350 до 250 млн лет пропорционально увеличению T , т.е. уменьшению Ω (рис. 1). Кроме того, начало ускоренного торможения мантии, примерно соответствующее возрасту 400 млн лет (окончанию нижнего девона), сопровождавшееся «кратковременным» увеличением $\Delta\Omega$ между мантией и внутренним ядром, вполне понятно и характеризуется аномально высокими значениями VDM .

Ответ на вопрос о вероятных причинах аномального вращения (торможения) мантии Земли в интервале девон-юра, на первый взгляд, можно найти в особенностях палеогеодинамических реконструкций древних континентов. В.Н. Жарков, в частности, не без оснований связывает эту аномалию с периодом существования суперконтинента Пангея [7]. Но более важным представляется не этот факт, а то, где и в каком направлении располагались и ориентировались крупные палеозойские континенты по отношению к экваториальным широтам, на которых волна M_2 имела наибольшую мощность. Да, Пангея могла оказать влияние на отмеченную аномалию T , но прямого отношения к резкому увеличению T в девоне она, по-видимому, не имеет. Предыдущий суперконтинент (0.7 – 0.5 млрд лет) – предполагаемая Гондвана, имела не меньшую площадь, но располагалась в полярной области Южного полушария, где диссипация энергии приливов стремится к минимуму. Возможно, что орбита Луны была тогда на $12 \cdot 10^3$ км ближе к Земле [7], а высота и мощность океанских приливов, по-видимому, были значительно больше. К сожалению, данных об изменении T для этого интервала нет. Имеются сведения о более древних T , но их достоверность вызывает определенные сомнения [2]. Тем не менее, вторая подобная аномалия T просматривается в докембрии в интервале 1.0–0.6 млрд лет, когда продолжалось наращивание континентальной литосферы. Известные значения VDM в конце этого интервала были тогда, вероятно, также значительно меньше, чем на современном уровне и в предшествующем времени (рис. 2). Этот интервал совпадает с «жизнью» другого предполагаемого суперконтинента Родиния [3; 7]. Однако более важным представляется то, что обе отмеченные аномалии T начинаются во времена, соответствующие зарождениям циклов магматической активности, которые маркируют эти события в коре всех континентов и гипотетически являются следствиями глобальных перестроек геоида, связанной с увеличениями полярного радиуса Земли. Таких циклов только в протерозойской истории Земли было не менее четырех. Проследить изменения VDM и T в докембрии более детально пока невозможно – слишком мало достоверных данных. Так что мы находимся в самом начале решения поставленной проблемы.

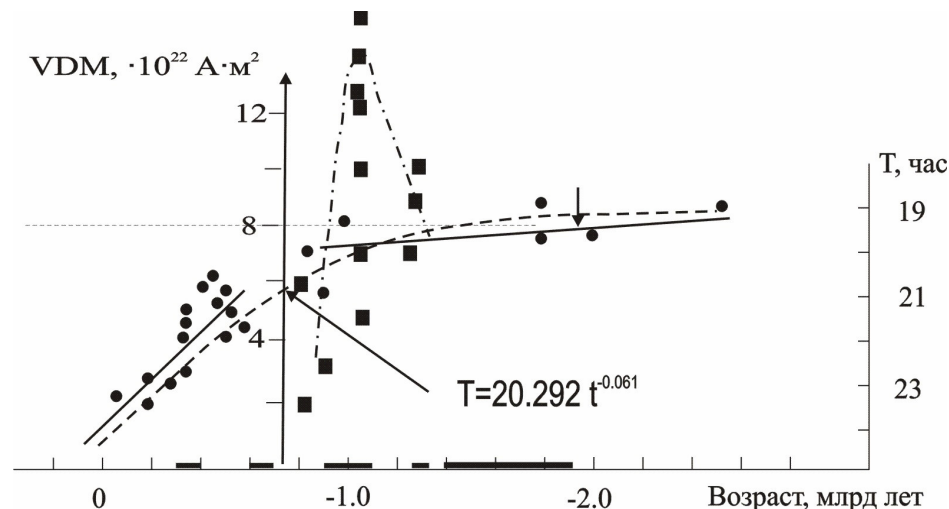


Рис. 2. Изменение периода вращения мантии Земли (T) по [1; 7], предполагаемая аномалия VDM в докембрии по [8] и циклы континентальной магматической активности по [3]. Средние значения T – кружки; значения VDM – квадраты; циклы магматической активности обозначены жирными линиями на оси возраста.

1. Varga P. Variation of Earth's rotation speed in geological time-scale // The Earth and its rotation. Heidelberg: Wichmann, 1996, pp. 441-474.
2. Земцов В.А. Векторы угловых скоростей главных доменов Евразии в фанерозое и увеличение периода вращения Земли // Физика Земли, 2009, №1, с. 85-93.
3. Zemitov V.A. Influence of Earth rotation on continental motions // Gondwana Res. J., 2007. Vol. 12, N 5, pp. 242-251.
4. Starchenko S.V. Supercritical magnetoconvection in rapidly rotating planetary cores. Phys. Earth Planet. Inter., 2000, 117, pp. 225-235.
5. Яворский Б.М., Детлаф А.А. Справочник по физике. М.: Наука, 1964. 847 с.
6. Паркинсон У. Введение в геомагнетизм. М.: Мир, 1986. 527 с.
7. Жарков В.Н. Геофизические исследования планет и спутников. М.: ОИФЗ РАН, 2003. 102 с.
8. Щербакова В.В., Щербаков В.П., Жидков Г.В., Сычева Н.К. Новые определения VDM и картина его поведения в геологическом прошлом по базе данных по палеонапряженности // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент / материалы семинара. М.: ГЕОС, 2006, с. 186-189.
9. Авсюк Ю.Н. Эволюция системы Земля-Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника, 1993, №1, с. 13-22.
10. Kurazhkovskii A.Yu., Kurazhkovskaya N.A., Klain B.I. Factors influencing the Earth's magnetic field evolution // arXiv:

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ В НАЗЕМНЫХ ОСАДКАХ. МОДЕЛЬ ЖЁСТКОЙ МАТРИЦЫ

А.Г. Зубов

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, (zubov@kscnet.ru)

Эксперименты По данным проведения автором эксперимента по смачиванию осадков в присутствии геомагнитного поля (ГМП) было выявлено [1]:

1. Появление постседиментационной остаточной намагниченности (PDRM) при замачивании образцов почв в присутствии ГМП.
2. Разрушение в значительной степени этой PDRM при высушивании тех же образцов без поля.
3. Разрушение при том же замачивании лабораторной вязкой намагниченности, накопившейся ранее в образцах супеси.

Если первый вывод ожидался, то остальные казались непонятными. Эти результаты позволили сделать следующие обобщения:

1. Процесс формирования PDRM при смачивании обладает квазиобратимостью.
2. Процесс смачивания влияет на другие компоненты естественной остаточной намагниченности.
3. Вышеперечисленные свойства можно очень эффективно использовать для магнитной чистки нового типа.
4. При проклеивании образцов во время отбора возможно приобретение техногенной PDRM.
5. Эти знания можно использовать для профилактики техногенных PDRM, могущих возникать при неконтролируемых изменениях влагосодержания в образцах осадков (то есть при увлажнении или высушивании образцов).

В литературе можно найти описания и других экспериментов с изменением влагосодержания образцов. Ближе всего к уже описанному эксперименты С.А. Писаревского [2], в которых подвергались смачиванию естественные образцы наземного происхождения. Кроме доказательства образования PDRM в результате смачивания к важным результатам эксперимента можно отнести также экспериментальное доказательство устойчивости (стабильности) этой PDRM при проведении стандартных магнитных чисток. Причина образования PDRM в этой работе объясняется вовлечением частиц в движение потоками воды при смачивании. Поскольку результат связывается со скоростью потоков, можно предположить, что в процессах вовлечения частиц подразумевалась работа механизма вязкого трения. В экспериментах P.C. Henshaw и R.T. Merrill [3] была выявлена PDRM, возникавшая при высушивании донных и искусственных осадков.

Модель Для объяснения обсуждённых свойств PDRM была придумана «модель жёсткой матрицы». Понятие «матрица» существует давно и означает оно среду, субстанцию, которая окружает исследуемые магнитные частицы. Матрица задаёт правила поведения магнитных частиц в переходных процессах или удерживает их в стационарных состояниях. Часто можно встретить сочетание «немагнитная матрица», то есть задаётся разделение на магнитные

частицы и немагнитное окружение. В нашем случае матрица может состоять из любых частиц. Только наша «жёсткая матрица» это каркас и состоит из относительно жёстко связанных частиц, а остальные частицы связаны с ней и друг с другом относительно слабо. Слово «относительно» означает, что деление всех частиц осадка на частицы из матрицы и вне матрицы условное и зависит от энергетики изучаемых механизмов воздействий. Слово «жёсткая» означает «недеформируемая», то есть любая часть описываемого пространства должна сохранять локальный объём и форму. В деформируемой при сильном воздействии матрице будет происходить трудно описываемое групповое контактное взаимодействие частиц. Ограничивая себя жёсткой матрицей, мы упрощаем задачу, сводя её к взаимодействию только одной частицы с матрицей. Но именно жёсткая структура каркаса матрицы более всего подходит для описания большинства видов слабо консолидированных устоявшихся (прошедших начальное уплотнение) наземных осадочных пород.

В рамках этой модели схема участия магнитных частиц при образовании PDRM выглядит таким образом:

исходное закреплённое состояние → отрыв от матрицы в результате рассматриваемого механизма воздействия → свободное бесконтактное состояние и ориентирование по полю → закрепление частицы в недрах матрицы с частично сохранённой ориентацией.

Исходное состояние для частиц постулируется как закреплённое, что обычно бывает в наземных неводонасыщенных осадках, где при дефиците влаги частицы контактно связаны друг с другом. Эта модель может подойти и для описания процессов в некоторых видах донных осадков, магнитные частицы в которых могут участвовать в вышеуказанной схеме. Скорей всего сюда подходят осадки с относительно грубым гранулометрическим составом, и не подходят осадки с коллоидным заполнением.

Подобно тому, как это реализовано в теории диаграммы Прейзаха, сопоставим каждой частице пороговые параметры для перехода из одного состояния в другое. У Прейзаха это были параметры «а» и «b» – пороговые величины полей переворота домена «туда» или «обратно». Для наших частиц это будет одна величина – «порог срыва». Этот порог означает предельную величину параметра воздействия, при превышении которого у частицы разрываются контактные связи с матрицей и она становится на время свободной. Параметр воздействия может быть разным в зависимости от удобства решаемой задачи. Это может быть сила, момент количества движения, энергия. Соответственно и порог срыва может быть скалярной или векторной величиной, и в последнем случае это затрудняет задачу. Для упрощения можно свести векторные «пороги срыва» к неким эффективным скалярным (величина вектора), подразумевая, что при конкретном механизме воздействия на конкретную частицу реализуется одно направление воздействия.

Если порода испытала некое воздействие, то частицы, имеющие порог срыва меньший, чем параметр воздействия для данного типа частиц, оторвутся и по приведённой схеме станут участниками образования PDRM. Не будем детализировать поведение частиц после срыва. Очень многие свойства PDRM можно получить даже при анализе только процессов срыва.

Из тех условий, которые были здесь сформулированы уже можно получить первые результаты. Но для начала требуется сделать одно предположение, которое трудно доказать аналитически, но на уровне здравого смысла оно кажется приемлемым. Заметим, что в теории Прейзаха повторные воздействия поля предположительно несущественно меняют конфигурацию плотности распределения частиц на диаграмме, или иначе проведённое полевое воздействие не сильно изменяет параметры «а» и «б» участвовавших в процессе частиц. Так и в нашем случае предполагается, что сорванные частицы закрепятся с порогом срыва близким предшествовавшему. Это значит, что при следующем и дальнейших воздействиях того же типа будут участвовать один и тот же ансамбль слабо связанных частиц, а значит при каждом воздействии старая PDRM полностью разрушается и возникает новая такой же величины. Эта особенность является основой для объяснения свойства **обратимости** PDRM.

С другой стороны существует некоторая вероятность, что сорванная частица случайно заблокируется в недрах пор настолько, что не будет дальше участвовать в посториентационных процессах того же уровня. Или иначе частица приобретёт новый порог срыва, недоступный для данного вида воздействия. Все такие частицы законсервируют какую-то долю PDRM. Возможно также, что сорванные с места частицы сделают доступными для дальнейшего участия нижележащие слои частиц, то есть одни частицы после воздействия снизят порог срыва других. Таким образом, участвующий в посториентационных процессах ансамбль слабосвязанных частиц каждый раз частично обновляется. А это основа для объяснения **неполноты** обратимости PDRM. Для полного объяснения свойства квазиобратимости PDRM в описанном выше эксперименте не хватает доказательства эквивалентности (одинакового уровня) воздействия смачивания и сушки в посториентационных процессах. Для этого необходимо будет детальнее рассмотреть механизмы воздействий.

Объяснить причину частичного разрушения лабораторной вязкой компоненты, образовавшейся при хранении образцов супеси после проведённой магнитной чистки, в рамках модели жёсткой матрицы теперь кажется несложно. Носителями этой лабораторной вязкой компоненты несомненно были все магнитные частицы, в том числе и те, которые приняли участие в посториентационных процессах. Но последние при воздействии смачивания переориентировались, создав PDRM. Эта переориентация и разрушила несомую этими частицами долю вязкой компоненты. Этот эффект был обнаружен именно на вязкой компоненте, но очевидно, что процесс разрушения мог затронуть любые компоненты, несомые ансамблем частиц, участвовавших в посториентационных процессах. В том числе и долю первичной ориентационной, чего бывает жаль, а также возможную химическую, что полезно в большинстве случаев. Про химическую намагниченность здесь говорится не случайно, поскольку на начальном этапе зёрна-носители её мелкие и есть надежда, что и закреплены они слабо по отношению к уровню срывающих воздействий.

Причина стабильности PDRM, доказанная Писаревским [2], тоже понятна, если учесть малые размеры частиц-участников постседиментационного процесса. Известно, что коэрцитивность частиц с размерами, близкими к

однодоменным очень высока, а температура Кюри не является структурно-чувствительным параметром. Правда, очень мелкие частицы при температурной чистке размагничиваются раньше из-за пониженных в силу малого объёма блокирующих температур.

Возможные механизмы срыва. Броуновское движение Это очевидно самое слабое воздействие. Естественно рассматривать работу этого механизма в водной среде. По нашим постулатам начальное состояние частиц — закреплённое. Существует некоторая вероятность, что в результате броуновского движения слабо закреплённая частица будет выбита из состояния закрепления и станет на время свободной. А далее по вышеприведённой схеме она внесёт свой небольшой вклад в формирование PDRM. Динамику роста PDRM будет определять именно вероятность срыва частицы, а не последующие этапы, поскольку эта вероятность невелика, и это регулирует весь процесс. Нетрудно догадаться, что у этой PDRM должен наблюдаться медленный временной рост и зависимость скорости роста от температуры среды. Это напоминает по свойствам вязкую намагниченность. Отличие же в том, что эта PDRM гораздо более стабильна при стандартных магнитных чистках, а также зависит от наличия водной среды. Рост PDRM можно прекратить высушиванием или замораживанием образцов. Хранение образцов в охлаждённом состоянии позволяет снизить накопление этой помехообразующей намагниченности. PDRM, образуемая по этой модели, без более подробных расчётов временных зависимостей роста трудно отличить от классической PDRM, моделируемой медленными доворотами частиц по полю в полужидком осадке.

Лабораторную намагниченность, похожую по свойствам на вязкую, удалось выявить В.В. Кочегуре [4]. Далее рассмотрим механизмы, связанные с внутриводным движением воды в осадке, что характерно за редкими исключениями только для наземных осадков. Анализ проиллюстрирован рисунком.

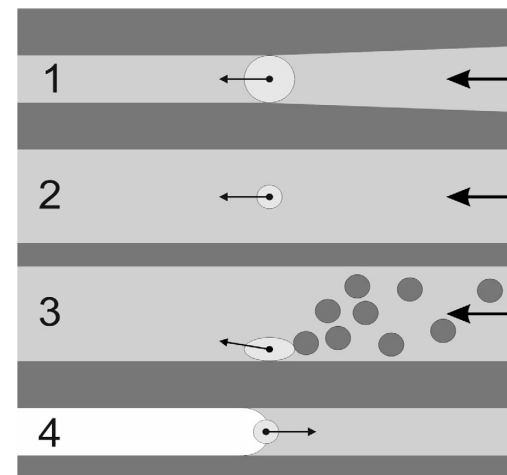


Рис. Иллюстрация механизмов срыва частиц. Цифры соответствуют номерам подзаголовков в тексте.

1. «Поршиновый эффект» Если сечение частицы близко сечению поры, то это

будет сильно препятствовать движению потока воды. Тогда на частицу будет действовать сила, обусловленная гидростатическим давлением или сила гидроудара, если частица при движении внезапно застрянет. Это довольно мощный механизм воздействия, но вероятность его срабатывания невелика из-за низкой вероятности соблюдения определённой конфигурации поры и частицы.

2. Вязкое трение Когда размеры частиц и пор различаются, то обтекающий поток тянет частицу силами вязкого трения. Самая простая модель, описывающая обтекание шара в широком проходе, рассчитывается по формуле Стокса: $F_s = 6\pi\eta u r$, где η – динамическая вязкость жидкости, u – скорость потока, r – радиус тела.

3. «Грязевой поток» Когда в потоке уже появились сорванные частицы, то при движении они могут «бомбардировать» закреплённые и вполне могут их выбить. Очевидно, это более эффективный механизм, чем просто вязкое трение чистой воды. Но невозможно спрогнозировать величину концентрации сорванных частиц, их состав по размерам и массе, чтобы посчитать эффективность этого механизма.

4. Капиллярный эффект Если осадок, соответствующий требованиям жёсткой матрицы, содержит кроме воды и воздух, то на границе этих фаз образуются плёнки поверхностного натяжения. Это создаёт капиллярные эффекты в жидкости за счёт образования в порах менисков на поверхности раздела. Обычно смачивание хорошее, что даёт вогнутый мениск и приводит к понижению давления в жидкости под мениском. А это в свою очередь создаёт силы, сжимающие поры и втягивающие пограничные хорошо смачивающиеся частицы. Если рассмотреть простейшую модель шарика, наполовину втянувшегося в середину мениска, то нетрудно посчитать возникающую силу втягивания, исходя из уравнения Лапласа: $F_L = 2\pi\sigma^2/R = 2\pi\sigma(r/R) \cdot r$, где σ – коэффициент поверхностного натяжения, R – радиус кривизны сферического мениска, r – радиус тела.

Можно сравнить эффективность капиллярного механизма и механизма вязкого трения. Оказалось, что при нормальных условиях и соотношении $r/R = 1/2$, сила вязкого трения превысит капиллярную при скорости потока $u > 12$ м/с, которая кажется нереальной для внутривпоровых течений. Соответственно, при скорости потока 12 мм/с, с которой можно согласиться, разница в силах будет составлять три порядка в пользу капиллярных сил. Можно предположить, что для наземных осадков капиллярный механизм срыва частиц является основным.

Свойства PDRM, возникшей при участии капиллярного эффекта Кажется очевидным, что и при смачивании и при высушивании частицы могут срываться движущимися менисками одинаково. То есть эти процессы обладают одинаковой энергетикой и должны образовывать практически один и тот же ансамбль частиц, участвующих в постседиментационных процессах. Это последний штрих, завершающий объяснение причин квазиобратимости PDRM при смачивании. Из этого же следует возможность проявления квазиобратимости PDRM при высушивании. Это означает, что если при высушивании в поле образовалась PDRM, то при смачивании без поля она должна существенно распаться. То же относится к возможностям чистки нового типа – «влажной» чистки. Чистки методом высушивания или смачивания должны быть

эквивалентными.

Можно представить себе как выглядит кривая приращения PDRM при разном содержании влаги. Очевидно, в крайних точках – сухое и влагонасыщенное состояние – минимум. Объяснение в том, что вблизи этих точек минимальны общие площади менисков. А где-то посередине диапазона – максимум, когда общие площади менисков максимальны.

Здесь были рассмотрены только механизмы срыва. Но если сравнить условия, в которых магнитные частицы после срыва должны получать преимущественное направление по полю, то они существенно разные. При сушке в условиях дефицита влаги ориентация частицы должна быть затруднена. Опыт же говорит [3], что она всё-таки происходит. Можно ожидать, что величины PDRM при увлажнении и обезвоживании заметно отличаются.

Вывод Посредством использования простых моделей удалось объяснить не только результаты экспериментов, подтверждающих появление PDRM при смачивании и высушивании образцов, но и сформулировать и обосновать новые ожидаемые особенности образования этой PDRM.

1. *Зубов А.Г.* Особенности и роль в палеомагнитных исследованиях постседиментационной намагниченности, образующейся при изменении влагосодержания. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент. Материалы семинара, Борок, 19-22 октября 2006 г. М.: ГЕОС, 2006. С. 62-68.
2. *Писаревский С.А.* Постседиментационная намагниченность континентальных отложений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 12. С. 76-81.
3. *Henshaw P.C., Merrill R.T.* Characteristics of drying remanent magnetization in sediments. // Earth and Planetary Science Letters. 1979. V. 43. P. 315-320.
4. *Кочегура В.В.* Применение палеомагнитных методов при геологической съёмке шельфа. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1992. 144 с.

ОЦЕНКА ВОЗРАСТА МАССИВА КОНДЕР (ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ ЕГО УЛЬТРАБАЗИТОВ)

А.С. Каретников

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск

На территории Алданского щита известно несколько массивов ультраосновных – щелочных пород сходных по строению и с масштабными рудопроявлениями платиноидов – Кондер, Чад, Сыбах, Инагли. Все они сложены дунитовым ядром и окружающими его пироксенитовой, косьвитовой и габбровой оболочками. Среди этих массивов по результатам изученности магматических, постмагматических и контактово-реакционных процессов эталонным считается Кондерский.

За более чем пять десятилетий его исследования вопрос возраста пород ультраосновного ядра, опоясывающих его внешних оторочек, наконец, массива в целом до настоящего времени остается нерешенным. По прямым геологическим наблюдениям возраст массива определяется лишь как послепалеозойский [1]. Неоднократные попытки определения возраста массива по его наиболее древним [2], ультраосновным, породам различными изотопными методами не привели к успеху. Установленные для кондерских ультрабазитов датировки предполагают либо их докембрийский [3; 4], либо палеозойский [5], либо мезозойский [6] возраст. В этих условиях возраст массива приходится определять на основании косвенных признаков. И здесь безусловный интерес представляют результаты палеомагнитных исследований ультраосновных, наиболее древних [2] пород массива.

Палеомагнитный результат был получен для всех трех разновидностей кондерских ультрабазитов – дунитов, клинопироксенитов, косьвитов, занимающих на современном эрозионном срезе до 90 % площади массива. При этом учитывались результаты их петрографического анализа.

Для первых двух разновидностей кондерских ультрабазитов – дунитов и клинопироксенитов – были выделены терморазмагничиванием (наиболее эффективный вид магнитной чистки) по три характеристических направления намагниченности (NRM). Это, соответственно, направления NRM групп образцов «а»-«в» и «г»-«е» (табл.). Для третьей разновидности – одно характеристическое направление NRM (группа «ж», табл.). По ним были рассчитаны палеомагнитные полюса.

В ходе лабораторного исследования ультрабазитов были получены данные, указывающие на то, что только выделенные в дунитах и клинопироксенитах компоненты NRM юго-восточного направления с пологими (<55°) наклонениями (группы «а» и «г», табл.) и выделенная в косьвитах компонента северо-восточного направления с крутыми (>55°) наклонениями (группа «ж», табл.) имеют термоостаточную природу образования. Эти данные включают в себя два факта: (1) совпадение температурных спектров выделенной и созданной в образцах лабораторной термоостаточной намагниченности после 400°C; (2) повышенные величины параметра Шолпо-Лузяниной N_T [7] (>0.24) в образцах, содержащих преимущественно многодоменные зерна ферромагнетика. Это свидетельствует о том, что ферромагнитная компонента образцов испытала воздействие температур выше точки Кюри T_k на стадии их кристаллизации.

Были получены данные, свидетельствующие о первичности образования в ультрабазитах упомянутых выше компонент NRM. Для дунитов это – совпадение направлений юго-восточных векторов стабильных компонент, имеющих пологие (<55°) наклонения, выделенных для образцов, содержащих разные магнитные минералы (феррихромшпинелиды и титаномагнетиты). Для клинопироксенитов – совпадение вектора определенной для них характеристической компоненты NRM юго-восточного направления, имеющей пологое (<55°) наклонение с вектором выделенной для дунитов характеристической компоненты подобного направления, для которой есть свидетельство ее первичности (речь идет о группах «а» и «г», соответственно с направлениями намагниченности: $D = 133^\circ$, $J = 36^\circ$ и $D = 129^\circ$, $J = 35^\circ$, табл.). Для косьвитов – близость векторов (практически их совпадение) характеристической компоненты NRM северо-восточного направления с крутым (>55°) наклонением, выделенных для косьвитов и дунитов, непосредственно контактирующих между собой. Такие образцы рассматриваются как обжигающие и обожженные (соответственно, группы косьвитов «ж» с направлением NRM: $D = 35^\circ$, $J = 73^\circ$ и дунитов «е» с направлением: $D = 28^\circ$, $J = 73^\circ$, табл.). Совокупность приведенных фактов указывает на то, что в случае перечисленных выше направлений характеристических компонент NRM мы имеем дело с древними компонентами намагниченности. По положению вычисленных для них виртуальных палеомагнитных полюсов, путем сопоставления с палеополюсами, полученными для пород с надежно установленными возрастными датировками, можно оценить возраст всех трех разновидностей ультрабазитов и возраст массива в целом.

В качестве референтных в работе использовались следующие данные, представленные на рисунке. Во-первых, фрагмент сибирской кривой кажущейся миграции полюса (КМП), приведенной в работе В.Э. Павлова с соавторами [8]. Во-вторых – траектория КМП для Евразии за последние 200 млн лет [9], в-третьих –

Таблица. Палеомагнитные характеристики ультрабазитов массива Кондёр.

Порода	Группа	Кол-во определений	Способ определения	Полярность	D_{cp}°	I_{cp}°	K	$\alpha_{0.95}^\circ$	Plong $^\circ$	Plat $^\circ$	d_p°	d_m°
Дуниты	а	24	Т-размагничивание	N	133	36	18	7	178	-4	5	8
	б	31	-«-	N	28	73	91	3	206	75	4	5
	в	6	-«-	N	115	78	92	6	163	44	11	11
Клинопироксениды	г	11	-«-	N	129	35	24	8	181	-2	6	10
	д	16	-«-	N	27	73	223	2	204	75	4	4
	е	3	-«-	N	125	77	62	10	161	39	18	19
Косьвиты	ж	16	-«-	N	35	73	102	3	206	71	5	6

Т-размагничивание – терморазмагничивание до температуры 600°C; N – прямонамагниченные образцы; D_{cp}° , I_{cp}° – склонение и наклонение среднего вектора NRM в современной системе координат; K – кучность распределения (разброс направлений NRM); $\alpha_{0.95}^\circ$ – радиус круга доверия для уровня вероятности 0.95; Plong $^\circ$, Plat $^\circ$ – долгота и широта Северного полюса Земли в эпоху образования NRM пород (относительно современной градусной сетки); d_p° и d_m° – полуоси овала погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 0.95.

фрагмент кажущейся миграции палеополюса Сибирской платформы в интервале поздний кембрий–средний триас [10].

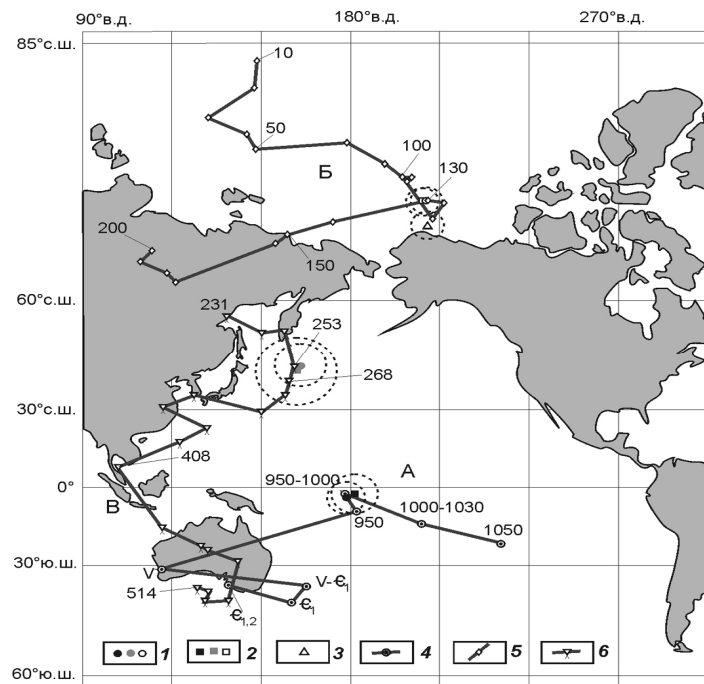


Рис. Палеомагнитные полюсы, полученные для трех разновидностей ультрабазитов массива Кондер. 1 – Дуниты, 2 – клинопироксениты, 3 – косьвиты. Залитые (черные и серые) значки – соответственно, докембрийские и палеозойские, полые – мезозойские направления; 4 – фрагмент (А) сибирской кривой КМП в интервале поздний рифей–средний кембрий [7]; 5 – траектория (Б) КМП для Евразии за 200 млн лет [9]; 6 – фрагмент (В) КМП Сибирской платформы в интервале поздний кембрий–средний триас [8]. Цифрами указан возраст, млн лет. Штриховой линией обозначены круги погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 0,95.

Результат сопоставления палеополюсов, полученных для дунитов и клинопироксенитов, имеющих характеристические компоненты NRM пологого ($<55^\circ$) наклоения, друг с другом и с референтными палеополюсами свидетельствует об одновременности и позднерифейском возрасте их образования. Так как палеополюсы рассчитанные для этих разновидностей кондерских ультрабазитов располагаются вблизи от палеополюсов позднерифейских (1000-910 млн лет, возраст определен Sm-Nd, K-Ar и U-Pb методами) силлов Учуро-Майского района, а также от полюса, полученного по породе, близкой им по возрасту кандыкской свиты уйской серии. Палеополюс, вычисленный для характеристической, выделенной для косьвитов, намагниченности северо-восточного направления с крутым ($>55^\circ$) наклоением, располагается в непосредственной близости от палеомагнитного полюса раннего мела для Евразии [9], что свидетельствует о мезозойском (точнее, раннемеловом) возрасте косьвитов. Наличие в коллекции изученных ультрабазитов образцов, имеющих векторы NRM юго-восточного и северо-восточного направлений с крутыми ($>55^\circ$) наклоениями является свиде-

тельством того, что массив Кондер претерпел за время своего существования палеозойский и мезозойский этапы посткристаллизационной активизации.

По палеомагнитным полюсам, рассчитанным для двух наиболее древних разновидностей ультрабазитов массива Кондер (дунитов и клинопироксенитов), его возраст в целом определяется как позднерифейский.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционной программы Отделения Наук о Земле РАН № 7 и РФФИ (проект № 09-05-00223)

1. Ельянов А.А., Андреев Г.В. Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. Новосибирск: Наука. 1991. 168 с.
2. Архангельская В.В. Гетерогенные интрузивные массивы платформ и областей завершённой складчатости // Советская геология. 1968. № 1. С. 36–45.
3. Ельянов А.А., Моралев В.М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Докл. АН СССР. 1961. Т. 141, № 3. С. 687–689.
4. Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П. и др. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука. 1994. 176 с.
5. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.: ВСЕГЕИ. 1999. 296 с.
6. Андреев Г.В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987. 76 с.
7. Шольно Л.Е., Лузянина Э.Н. Метод изучения температурной предыстории горных пород // Магнетизм горных пород. Владивосток, 1974. С. 71–78.
8. Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю. и др. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2002. № 4. С. 26–41.
9. Besse J., Courtillot V. Revised and Synthetic Apparent Polar Wander Paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and True Polar Wander Since 200 Ma // Journal of Geophysical Research, 1991. V. 96, N B3, P. 4029–4050.
10. Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: Изд-во ВНИИГРИ. 1991. С. 154–176.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДЛИТЕЛЬНОСТЕЙ ПОЛЯРНЫХ ИНТЕРВАЛОВ

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

ГО «Борок» ИФЗ РАН, (klain@borok.yar.ru)

Режим полярности является наиболее исследованной характеристикой поведения древнего геомагнитного поля. Данные об инверсиях геомагнитного поля фанерозоя уже несколько десятилетий активно используются в стратиграфических исследованиях. При обсуждении вопроса о режиме работы геомагнитного динамо в течение геологического времени основным источником данных также служит шкала инверсий. Тем не менее, точная шкала инверсий еще не получена. Поэтому в настоящее время используется несколько шкал полярности [1 – 3]. Шкалы полярности примерно одинаково описывают режим полярности кайнозоя, но значительно различаются в оценке частоты инверсий относительно малых (век, эпоха) временных интервалов мезозоя. Все шкалы полярности палеозоя содержат пропуски палеомагнитной информации. Таким образом, начиная с мезозоя и далее в глубь геологической истории, шкалы полярности не дают однозначного представления о работе геомагнитного динамо.

Существенное место при выборе возможных физических механизмов, приводящих к инверсиям главного геомагнитного поля, занимает исследование статистических свойств распределения длин полярных интервалов. В работе [4] впервые предложена модель распределения длин полярных интервалов, согласно которой их статистика подчиняется пуассоновскому распределению на интервале 0-10 млн. лет. В работе [5] этот вывод был подтвержден для интервала 0-80 млн. лет.

В настоящей работе проведено исследование распределений длительностей полярных интервалов в последние 170 млн. лет. Для этого были использованы данные о режиме полярности из работ [2; 6]. Эти шкалы выбраны в связи с тем, что они сильно различаются в оценке количества инверсий, происшедших в меловом суперхроне преимущественно прямой полярности (80-120 млн. лет).

Исследование распределений длительностей полярных интервалов проводилось следующим образом. Первоначально исходные шкалы инверсий представлялись в цифровом виде. Затем по исходной выборке длин полярных интервалов подсчитывалось число интервалов (n_i), попадающих в $i \Delta t$ – интервал и строились гистограммы $N = N(i \cdot \Delta t)$. Далее по исходному распределению N продолжительности полярных интервалов строилась функция распределения (P), которая определяется по формуле:

$$P(\Delta t > \Delta t_m) = \int_{\Delta t}^{\infty} W(\tau) d\tau,$$

где $W(\tau) = N(\tau) / \sum_{i=1}^k n_i$, k – число интервалов, Δt_m – наименьшее значение

продолжительности полярных интервалов в выборке. Для получения аппроксимирующей кривой и доверительных интервалов использовался робастный метод Левенберга-Маркварта, реализованный в системе MatLab. На заключи-

тельном этапе исследования распределение длин полярных интервалов аппроксимировалось экспоненциальной, либо степенной функцией. Для оценки степени достоверности полученных распределений были использованы следующие статистические характеристики: среднеквадратичное отклонение, коэффициент корреляции между теоретической кривой и экспериментальными данными, а также определялись верхняя и нижняя граница доверительных интервалов распределений на уровне 95%.

Следуя процедуре, описанной выше, первоначально было выполнено исследование распределений длин интервалов всего объема выборки. Следует отметить, что исходная шкала полярности была нами представлена в несколько ином виде, чем общепринято, а именно мы построили зависимость длин полярных интервалов от возраста, что нагляднее отражает динамику изменения продолжительности интервалов с течением времени. В анализе мы не делали различий между интервалами прямой и обратной полярности.

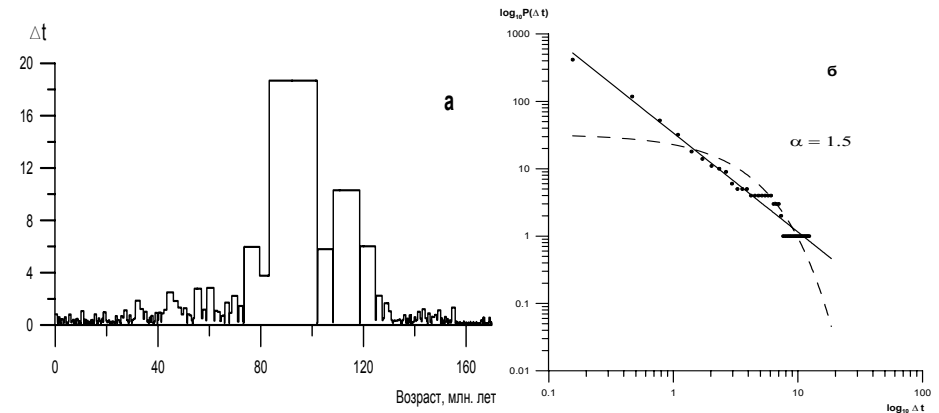


Рис. 1. а) Зависимость продолжительности интервалов полярности Δt от возраста, б) функция распределения продолжительности полярных интервалов (кружками) по шкале [2] в течение 0-170 млн. лет. Аппроксимация экспериментальных данных степенной и экспоненциальной функциями показана сплошной и пунктирной линиями, соответственно.

На рис. 1 представлены зависимость длительности полярных интервалов Δt от возраста для последних 170 млн. лет и функция распределения продолжительности полярных интервалов, полученных по данным шкалы [2]. Видно, что распределение имеет “хвост”, то есть имеется относительно небольшое число длительных интервалов (рис. 1б), которые вносят существенный вклад в характеристики полученного распределения, а именно в оценку средних значений и дисперсий. В связи с этим их нельзя априори исключать из рассмотрения. Распределения, в которых нельзя пренебречь редкими событиями называются распределениями с “тяжелыми хвостами” (*heavy tails или fat tails*) [7]. “Хвосты” таких распределений удовлетворительно описываются степенной функцией вида $f(x) = x^{-\alpha}$ при x , превышающем некоторый порог x_0 . Причем необязательно, чтобы все распределение аппроксимировалось степенной функцией (при всех диапазонах наблюдаемых значений x), а достаточно чтобы оно выполнялось при $x > x_0$. Сплошной линией показана аппроксимация экспериментальных данных степенной

функцией с показателем $\alpha=1.5$. Оценка достоверности полученных значений показателя степени аппроксимирующей кривой показала, что при доверительной вероятности 0.95 границы доверительных интервалов составляли не более ± 0.31 от значения α . Среднеквадратичное отклонение определения α не превышало значение 0.06. На этом же графике для сравнения пунктиром дана аппроксимация экспериментальных точек экспоненциальной функцией вида $f(x) = a \cdot \exp(-\beta x)$. Наглядно видно, что эмпирическая функция распределения длин интервалов гораздо хуже аппроксимируется экспоненциальной функцией, чем степенной, хотя формально коэффициенты корреляции относительно велики (при выборе степенной функции коэффициент корреляции равен 0.97, а при аппроксимировании экспоненциальной функцией составляет 0.79).

Необходимо отметить, что характер распределения (рис. 1) существенно отличается от распределений, представленных в работах [4; 5]. Так, авторами [4; 5] получено пуассоновское распределение продолжительности полярных интервалов в интервалах 0-10 млн. лет и 0-80 млн. лет, соответственно. В отличие от работ [4; 5] нами показано, что распределение Δt в течение последних 170 млн. лет наилучшим образом аппроксимируется степенной функцией.

Кроме того, мы исследовали характер распределений Δt на двух временных интервалах: 0 - 33 млн. лет и 33 - 66 млн. лет. На этих промежутках распределение длин полярных интервалов аппроксимируется экспоненциальной функцией, но с разными показателями β , равными 4.25 и 1.45, соответственно.

В интервале 66 - 170 млн. лет был выполнен сравнительный анализ распределений Δt по шкалам [2; 6]. На рис. 2 представлены зависимость Δt от возраста по шкалам [2; 6] и соответствующие функции распределения продолжительности полярных интервалов в течение 66 - 170 млн. лет по этим же шкалам. Также показана аппроксимация полученных распределений степенной и экспоненциальной функциями. Видно, что распределение, полученное по шкале [2] явно степенное, а по шкале [6] – экспоненциальное.

Таким образом, из вышесказанного следует, что в промежутке 0 - 66 млн. лет статистика распределения продолжительности интервалов по шкалам [1; 2] качественно совпадает, в то время как для интервала 66 - 170 млн. лет статистика по шкале [2] становится степенной. Очевидно, что статистика длин полярных интервалов, полученная по шкале [2], резко контрастирует со статистикой шкал [1] и [6], что может быть связано с двумя обстоятельствами. Либо в интервале 66-170 млн. лет изменяется режим генерации земного магнитного поля, либо это связано с недостатком информации о возможных инверсиях при построении шкал полярности [2]. Это видно хотя бы из того, что шкала [6], построенная по данным осадочных пород Русской плиты, более подробна. То, что этот вопрос далеко неоднозначен, следует из того факта, что наш анализ шкалы [2] между 170 и 500 млн. лет показывает, что статистика распределений длин интервалов близка к степенной с показателем 1.23.

Поскольку распределения продолжительностей полярных интервалов аппроксимируются степенной функцией, по крайней мере, на некоторых промежутках геологического времени, то можно предположить, что смена полярности геомагнитного поля является перемежающимся процессом [7]. Ранее нами при

исследовании геомагнитного поля мелового периода по осадочным породам были обнаружены всплески палеонапряженности [8]. Во время всплесков напряженность геомагнитного поля возрастала в несколько раз. Характерные времена всплесков не превышали нескольких десятков тысяч лет. Эти всплески наблюдались только при относительно высокой средней напряженности геомагнитного поля в интервале (120-65) млн. лет. При низких средних значениях палеонапряженности в интервале (154 – 140) млн. лет всплески палеонапряженности не обнаружены. Это поведение напряженности древнего магнитного поля имеет типичный вид перемежающегося процесса. Как показано в работе [9], характеристики генерации земного магнитного поля (средняя палеонапряженность, размах ее вариаций и частота инверсий) изменяются взаимосвязано, то можно ожидать, что распределение значений палеонапряженности также будет аппроксимироваться степенной функцией, либо комбинацией степенной и экспоненциальной функций. Подобные распределения величины палеонапряженности приведены, например, в [10].

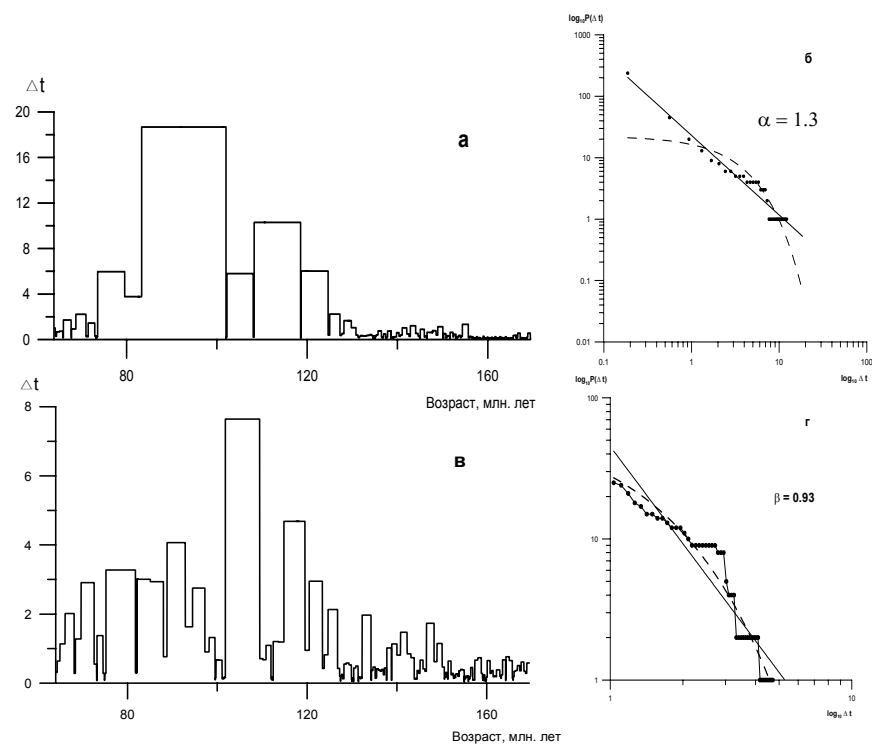


Рис. 2. Зависимость продолжительности интервалов полярности Δt от возраста по шкале [2] (а) и по шкале [6] (в), функция распределения продолжительности полярных интервалов (кружками) в течение 66-170 млн. лет по шкале [2] (б) и по шкале [6] (г). Аппроксимация экспериментальных данных степенной и экспоненциальной функциями показана сплошной и пунктирной линиями, соответственно.

В результате проведенного исследования показано, что распределение продолжительности полярных интервалов с высоким уровнем достоверности описывается степенной функцией с показателем $\alpha = 1.5$. Это демонстрирует возможность того, что инверсии магнитного поля происходят хаотическим, и даже более того, “катастрофическим” образом. Известно, что глобальные тектонические процессы тесно связаны с геомагнитными, можно предположить, что и они не имеют строгой периодичности и следуют статистике “катастроф”.

1. Харланд У.Б., Кох А.В., Ллевеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 188 с.
2. Gradstein F.M., G.J. Ogg, M. van Kranendonk. On the geologic time scale 2008 // Newsletters on stratigraphy. 2008. V. 43/1. P. 5-13.
3. Дополнения к Стратиграфическому кодексу России // Авт. и сост.: А. И. Жамойда, О. П. Ковалевский, Т. Н. Корень и др. Отв. ред. А.И. Жамойда- СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2000, 111с.
4. Cox A. Lengths of geomagnetic polarity interval // J. Geophys. Res. 1968. V. 73. P. 3247-3260.
5. Рузмайкин А.А., Трубихин В. Л. Статистика инверсий геомагнитного поля за последние 80 млн. лет. Геомагнетизм и аэрономия. 1992. Т. 32. № 5. С. 170-175.
6. Гужиков А.Ю., Барбошкин 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.
7. Малинецкий Г.Г., Потапов А.Б. Современные проблемы нелинейной динамики. М.: Эдиториал УРСС, 2000. 336 с.
8. Клайн Б.И., Куражковская Н.А., Куражковский А.Ю. Переменяемость в волновых процессах // Физика Земли. 2008. № 10. С. 25-34.
9. Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И. Связь напряженности геомагнитного поля и особенностей его вариаций с частотой инверсий // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 2. С. 243-247.
10. Heller R., Merrill R.T., McFadden P.L. The two states of paleomagnetic field intensities for the past 320 million years // Phys. Earth Planet. Inter. 2003. V 135. P. 211-223.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ АНИЗОТРОПИИ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД С ЦЕЛЬЮ ПОИСКОВ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

К.М. Константинов^{1,2}, И.К. Константинов^{2,3}

¹Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», Мирный, (konstantinov@cnigri.alrosa-mir.ru);

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, (palmag@crust.irk.ru);

³Иркутский государственный университет, Иркутск

Исследования анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) относятся к группе магнито-текстурных методов, применяемых для измерения петроструктуры горных пород с целью определения их происхождения и эволюции. По этой причине параметры AMS имеют огромное научное и прикладное значение для решения разнообразных геологических задач. AMS горных пород отражает гидродинамические условия их формирования, независимо от генетических процессов (осадочные, магматические или метаморфические). Тензорами эллипсоида AMS являются взаимно ортогональные оси: длинная K_1 , средняя K_2 и короткая K_3 , с помощью которых можно рассчитать ряд параметров (степень анизотропии P , плоскостную и линейную анизотропию, параметр формы T и др.), а так же определить направление и скорость движения «потока» [1]. Главные оси эллипса AMS K_1 и K_2 образуют плоскость магнитного расслоения, вдоль которой осуществляется перенос вещества параллельно одной из них (зависит от скорости). В работах многих исследователей [1; 2] приводится ряд примеров решения геологических задач, связанных с установлением областей сноса терригенного материала, вулканологии, структурной геологии, металлогении и др.

При поисках коренных месторождений алмазов изучение AMS горных пород (кимберлиты, траппы, вмещающие и перекрывающие терригенно-осадочные образования) практически не проводилось. Выполненные в течение последних лет исследования AMS горных пород Западной Якутии показали, что эти данные могут быть широко использованы при решении таких вопросов как:

1. Поиски коренных источников алмазов (КИА) по направлению сноса терригенно-осадочных образований позднего палеозоя-мезозоя Проблема взаимосвязи «коренной источник - россыпь» является одной из актуальных задач алмазопромышленных работ, стоящих перед геологоразведочным комплексом АК «АЛРОСА». Палеогеографические условия формирования древних коллекторов минералов спутников алмаза (МСА) достаточно сложные, о чем свидетельствует их многоярусное строение.

Проведенные исследования осадочных пород Западной Якутии установили, что их первичная магнитная текстура, независимо от возраста (поздний докембрий, палеозой или мезозой) и литологического состава (песчаники, алевролиты или известняки), характеризуется относительно пониженными значениями степени анизотропии ($P < 5-7\%$), преобладанием плоскостной AMS ($F \gg L$), сплюснутым эллипсоидом (диск) с параметрами формы $T \rightarrow 1$ и др. Как показали проведенные измерения, главные (K_1 и K_2) оси эллипсоида AMS, в зависимости от

гидродинамического режима осадконакопления, конформны направлению сноса терригенного материала (рис. 1А). Поэтому в комплекс по изучению промежуточных коллекторов МСА предлагается включить исследования AMS перекрывающего осадочного комплекса с целью определения направления сноса терригенного материала и локализации перспективных на КИА площадей.

2. Поиски кимберлитовых тел по окружающим их ореолам эпигенеза вмещающих раннепалеозойских образований Эпигенез – вторичные процессы, ведущие к любым изменениям и новообразованиям минералов и горных пород, в том числе и полезных ископаемых, после их образования [3]. Эпигенетические изменения околодиатремового пространства характерны для вмещающих кимберлитовую трубку пород, испытавших вначале динамическое воздействие, а затем инфильтрацию и внедрение в них сокимберлитового вещества, как в период формирования трубок, так и в последующие периоды за счет остаточных явлений или различных изменений в пострудную эпоху. Главным образом нас интересуют методики, позволяющие почувствовать трубку на достаточно большом (более 3-5 радиусов трубки) расстоянии. Пока дистанционные методы не в состоянии локализовать кимберлитовую трубку, изучение процессов эпигенеза в окружающих ее породах является актуальной задачей.

В настоящее время аномальные явления вокруг кимберлитовых трубок определяются, главным образом, геологическими, геохимическими, минералогическими и т. п. признаками. Эпигенетические изменения должны были так же отразиться и на петрофизических свойствах горных пород, в том числе и на упорядоченное расположение отдельных кристаллов и зерен минералов. Таким образом, существенные отклонения параметров AMS от приведенных критериев первичной магнитной текстуры (см. п. 1) могут быть связаны с эпигенезом вмещающих кимберлитовые тела осадочных пород (рис. 1Б). Возможность обнаружения кимберлитовых трубок на закрытых территориях продемонстрировали опытные исследования AMS вмещающих пород по сети поисковых скважин на участках «Полигон» Далдыно-Алакитского алмазодобывающего района, «Белая» Архангельской алмазодобывающей провинции и др. [4; 5].

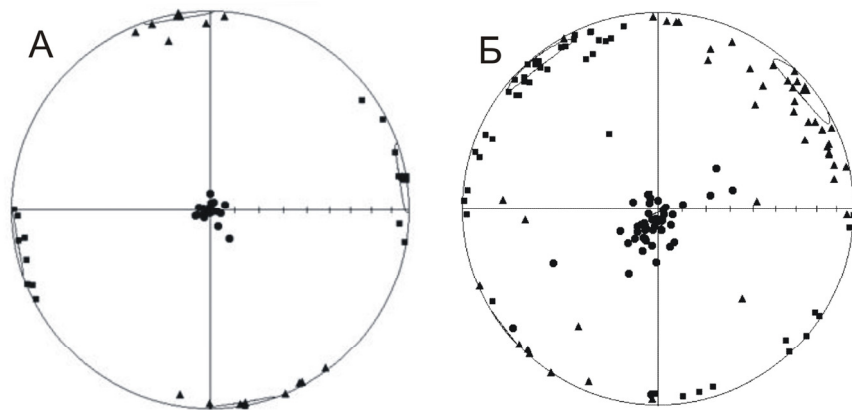


Рис. 1. Стереогаммы AMS терригенно-осадочных пород среднего рифея р. Бол. Куонамка (А) и ордовика трубки Юбилейная (Б). Квадратики, треугольники и кружочки – оси эллипса: K_1 , K_2 и K_3 .

3. Определение глубины эрозионного среза кимберлитовых трубок Задача связана с подсчетом запасов в КИА и прогноза россыпных месторождений алмазов в пределах кимберлитовых полей. Обычно решается с помощью оценки денудированной мощности вмещающих трубку пород.

Петромагнитными исследованиями установлены закономерности изменения параметров AMS кимберлитов в зависимости от фациальной приуроченности (рис. 2): для жерловой фации характерно хаотичное распределение осей эллипсоида AMS (рис. 2А, 2Б), в то время как для подводящего канала (дайка) магнитное расслоение достаточно контрастное (рис. 2В, 2Г). Таким образом, степень упорядочивания магнитной текстуры в кимберлитах указывает на уровень эрозионного среза трубки. Так, например, стереогаммы по трубкам Заполярная и Поисковая Мунского кимберлитового поля свидетельствует о переходном типе AMS от кратерной к дайковой фации (рис. 2Д, 2Е), а следовательно, о достаточно глубоком срезе жерловой части диатрем [6]. Этим возможно и объясняются наличие на территории Муно-Тюнгского района большого числа погребенных коллекторов МСА и даже мелких россыпных месторождений алмазов.

4. Анализ тектонофизической обстановки алмазоперспективных территорий Геолого-геофизические материалы устанавливают прямую связь приуроченности кимберлитовых тел и их кустов к тектоническим ослабленным зонам. В настоящее время существуют несколько гипотетических моделей разломообразования, объясняющих положение кимберлитовых полей и даже отдельных КИА. Таким образом, для разработки рабочей тектонофизической модели поисков КИА необходимо собрать надежный фактографический материал. Для этого используются различные методики сбора и обработки геологической, геофизической, морфологической и т. п. информации. Однако проследить подобные зоны удается не всегда. Для такого анализа мы можем воспользоваться и данными AMS, поскольку она определяет и гидродинамический режим формирования диатремы. Так, например, на стереогаммах трубок Заполярная и Поисковая (рис. 2Д, 2Е) видно, что движение кимберлитовой магмы осуществлялось вдоль субвертикальной плоскости субмеридионального простиранья, образованной длинной K_1 и средней K_2 осями эллипсоида AMS. Причем магнитное расслоение не зависит от видимого в плане простиранья изученных тел. Это свидетельствует о их развороте в плане относительно истинных простираний подводящих каналов (даек) [7].

5. Изучение условий сохранности алмазов По мнению большинства геологов, одним из условий сохранности алмазов является скорость транспортировки кимберлитового вещества – чем она больше, тем выше вероятность формирования месторождения (алмаз не сгорает). Ответ на этот вопрос так же может быть получен по установлению направлений главных осей эллипсоида AMS (относительно повышенной скорости кимберлитовой магмы должна соответствовать вертикальность средней оси K_2).

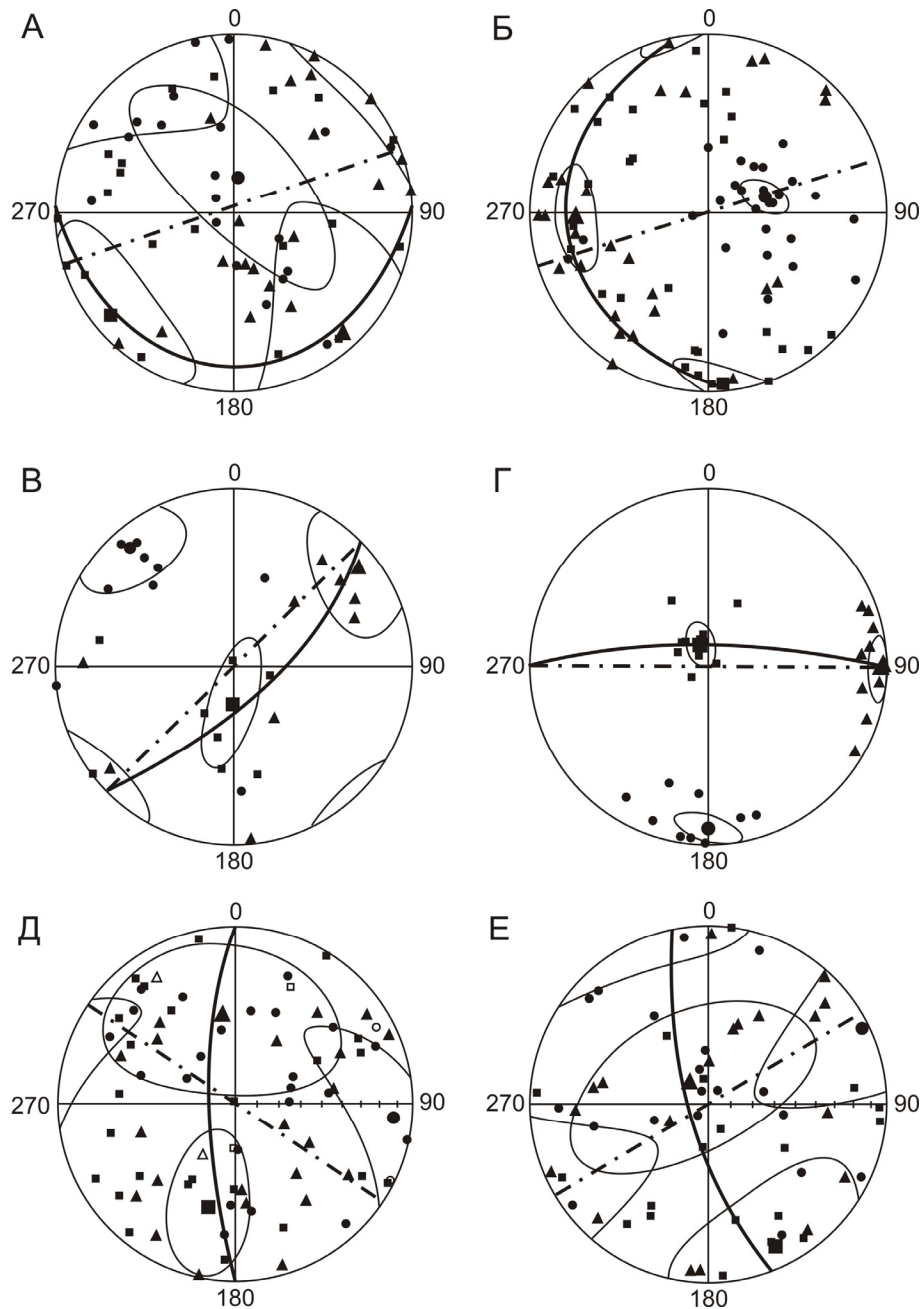


Рис. 2. Стереогаммы AMS магматических тел ЯАП: трубка Юбилейная (А), трубка Комсомольская (Б), дайка долеритов Вилойско-Мархинского пояса, устье р. Моркока (В), кимберлитовая дайка из шахты трубки Айхал (Г), трубки Заполярная (Д) и Поисковая (Е). Сплошная и пунктирная линии – соответственно, плоскость магнитного расслоения и ось простираения тела в плане.

6. Палеомагнитный анализ природы векторов ЕОН Согласно пп. 1 и 2 параметры AMS целесообразно использовать и в качестве одного из количественных доказательств сохранности или изменения текстуры горных пород, что и было сделано при изучении алевропесчаников верхолонской свиты среднего-позднего кембрия Сибирской платформы [8]. В этом случае мы можем рассматривать AMS в качестве одного из физических тестов при палеомагнитных исследованиях. Эти данные особенно важны при решении вопросов датирования кимберлитов и траппов по векторам ЕОН.

7. Петромагнитное картирование палеовулканических структур (ПВС) траппов пермтриаса восточного борта Тунгусской синеклизы Поиски КИА на закрытых траппами территориях (4-5 геотипы) возможны в случае разработки схемы и петромагнитной легенды базитового магматизма, занимающего значительную площадь Западной Якутии. С этой целью, в комплексе с геофизическими и петрохимическими материалами, применяются и петромагнитные методы выделения и изучения ПВС [9; 10]. Использование AMS для этой цели так же вытекает из физических основ метода [1; 2].

Учитывая относительно небольшой период исследований AMS горных пород Западной Якутии мы можем надеяться на то, что при их продолжении спектр решения прикладных задач поисков коренных месторождений алмазов будет расширяться одновременно с уточнением способов интерпретации данных.

1. Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. London, Chapman&Hall, 1993, 217 p.
2. Завойский В.Н. Анализ анизотропии магнитной восприимчивости горных пород. Физика Земли, 1986, №5, 104-112.
3. Горная энциклопедия. / Гл. ред. Е.А. Козловский и др. – М.: Сов. энциклопедия. Т. 5. 1991.
4. Константинов К.М., Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Убинин С.Г., Устимук А.Н., Оленус Ю.В. Опыт использования магнитной анизотропии для оценки влияния трубки взрыва на вмещающие породы / Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Борок. 11-14 октября 2003 г. М.: ГЕОС, 2003. – С. 31-32.
5. Константинов К.М., Кузьменок А.Н., Булавин А.Ю. Исследование анизотропии магнитной восприимчивости терригенно-осадочных пород Западной Якутии с целью поисков коренных источников алмазов / Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Борок. 19-22 октября 2006 г. М.: ГЕОС, 2006. – С. 79-84.
6. Константинов К.М., Саврасов Д.И., Кузьменок А.Н. Палеомагнитное датирование кимберлитов Верхне-Мунского поля (трубки Заполярная и Поисковая) / Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Борок. 19-22 октября 2006 г. М.: ГЕОС, 2006. – С. 75-78.
7. Константинов К.М., Гладков А.С. Отражение процессов разломообразования в петромагнитных характеристиках кимберлитов и траппов Якутской алмазоносной провинции / Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонические концепции и следствия: Материалы Всероссийского совещания (г. Иркутск, 18-21 августа 2009 г.). – В 2-х томах. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. – Т. 1. – С. 57-58.
8. Апарин В.П., Хузин М.З., Константинов К.М., Константинов И.К. Уточнение палеогеографического положения Сибирской платформы в среднем-позднем кембрии / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания, Вып. 7. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. – В 2-х томах. Т. 1. С. 18-20.
9. Мишенин С.Г. Петромагнетизм трапповых пород северо-востока Тунгусской синеклизы. Дис. на соиск. уч. ст. к. г.-м. н. Казань, 2002. – 192 с.
10. Константинов К.М., Мишенин С.Г., Убинин С.Г., Сунцова С.П. Распределение векторов естественной намагниченности пермтриасовых траппов Далдыно-Алакитского алмазоносного района. Геофизика 2004, № 1. С. 49-53.

ПАЛЕОНАПРЯЖЁННОСТЬ ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ ПЛЕЙСТОЦЕНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗ. БАЙКАЛ

М.А. Крайнов

Институт геохимии СО РАН, Иркутск, (susel_usel@mail.ru)

В 1999 году в рамках проекта «Бурение на Байкале и Хубсугуле» была пробурена скважина BDP-99. Скважина 1999 года расположена на Посольской банке в зоне наноса осадочного материала крупнейшим притоком озера – р. Селенгой (рис. 1). При средней скорости осадконакопления 16.15 см/тыс. лет, самый древний возраст исследуемых образцов составил 430 тыс. лет [1].

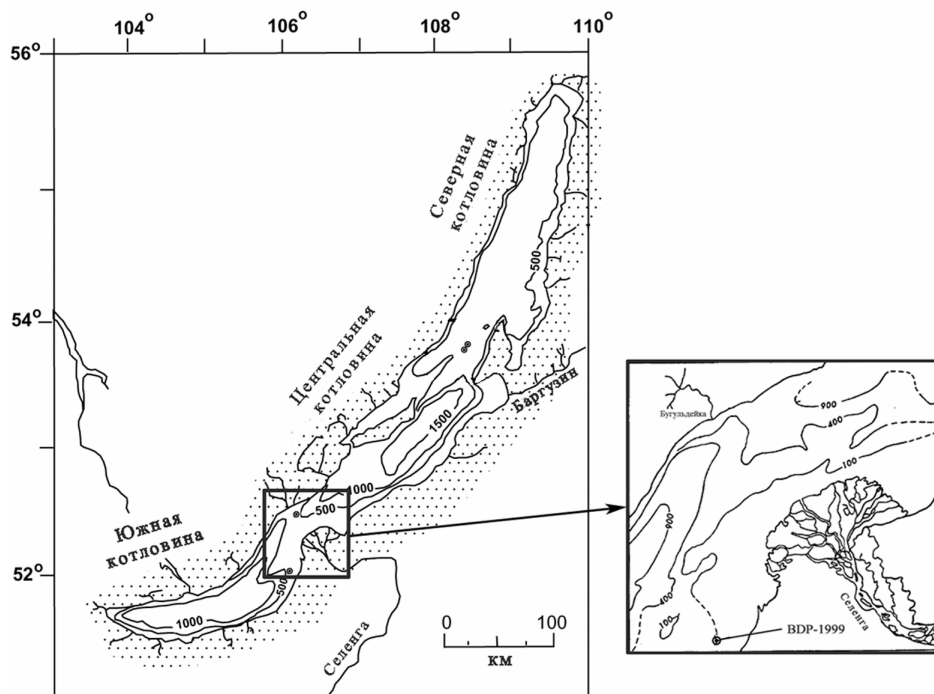


Рис. 1. Карта оз. Байкал с указанием точки бурения скважины BDP-99.

Полученные керны были распилены на части длиной менее 1 м и с торцов полученных коротких трубок были отобраны ориентированные образцы. Ранее уже проводилось измерение остаточной намагниченности у полученных образцов [2]. График наклонения магнитного поля приведён на рис. 2.

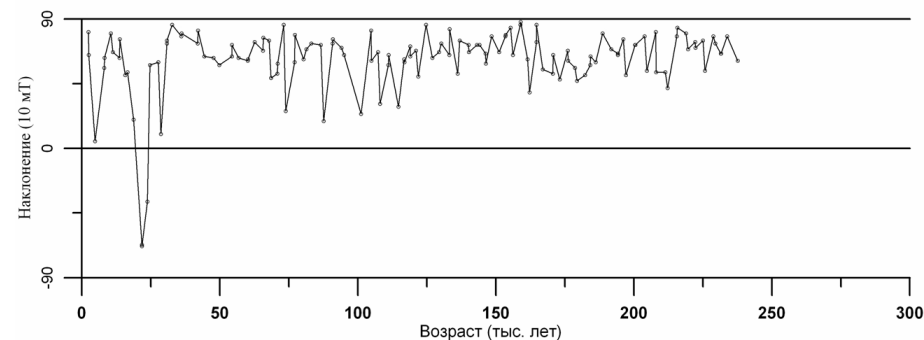


Рис. 2. Изменение наклонения магнитного поля в осадках скважины BDP-99.

Целью настоящего исследования было изучение палеонапряжённости донных осадочных отложений оз. Байкал.

Для измерений образцы ступенчато размагничивали в переменном магнитном поле (величина поля составляла 10, 20 и 40 мТл), изолировав от внешнего поля Земли, после чего на спин-магнитометре JR-4 измерялся вектор намагниченности. После каждого цикла размагничивания образцы ориентированно намагничивали в поле Земли при тех же величинах переменного магнитного поля. При этом намагниченность образцов не достигала насыщения. Относительная величина палеонапряжённости рассчитывалась как отношение модуля вектора J_n к модулю вектора J_r . Методика измерения взята из работы Г.Н. Петровой [3].

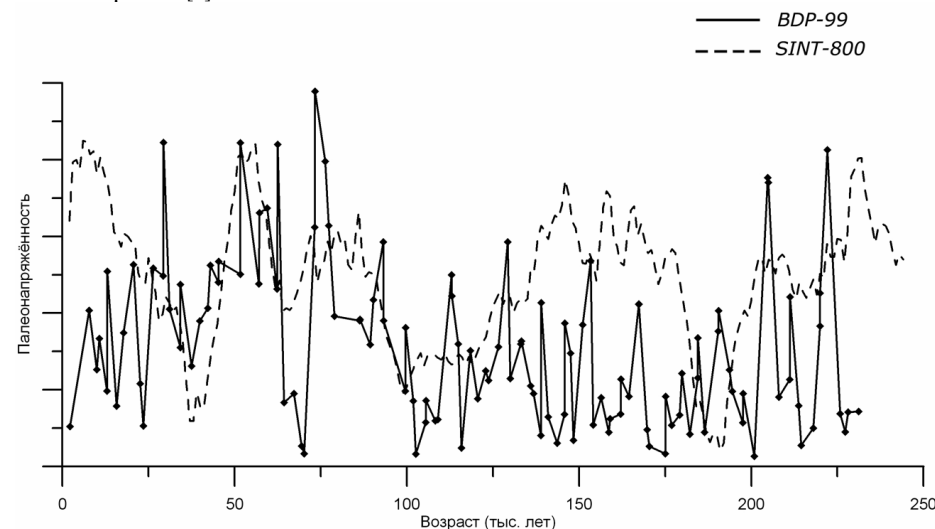


Рис. 3. Изменение палеонапряжённости в осадках скважины BDP-99 в сравнении с мировой шкалой.

Данное исследование ставило целью решение следующих задач: установление корреляции между мировой шкалой палеонапряжённости и экспериментальными данными, позволившей получить независимую датировку

керна; подтверждение достоверности экскурсов, выделенных по наклонению магнитного поля в осадках скважины; определение наличия связи между изменениями напряжённости магнитного поля и палеоклиматом. Результатом работы явилось нахождение соответствия между мировой шкалой палеонапряжённости и данными, полученными с байкальского керна (рис. 3). Полученная датировка хорошо совпала с возрастной моделью, полученной иными методами.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 07-05-01053-а

1. Коллектив участников проекта "Байкал-бурение". Высокорастворимая осадочная запись по керну глубоководного бурения на Посольской банке в оз. Байкал (BDP-99). // Геология и геофизика, 2004, т. 45, №2, с.с. 163-193.
2. М.А. Крайнов. Датирование осадков озера Байкал и палеоклиматические реконструкции Байкальского региона по палеомагнитным данным. Диссертация. Иркутск, 2005, 112 с.
3. Г.Н. Петрова. Реальность отражения изменений палеонапряжённости геомагнитного поля в палеомагнитных записях осадочных пород. // Физика Земли, 1998, №8, с.с. 23-29.

ИЗМЕНЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ В ПОСЛЕДНИЕ 350 МЛН. ЛЕТ

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

ГО «Борок» ИФЗ РАН, (ksasha@borok.yar.ru)

Обсуждение вопроса об изменениях напряженности геомагнитного поля Ндр. в фанерозое имеет достаточно продолжительную историю [1–3]. Для построения кривых изменения палеонапряженности в работах [2; 3] использовались данные, полученные только по термонамагнитным породам, в [1] совместно данные по термонамагнитным и осадочным породам. Основным аргументом в пользу правильности определений величины Ндр. является совпадение результатов его определений различными методами по различным геологическим объектам. До последнего времени данных о палеонапряженности по осадочным породам [4] было мало. Это не позволяло провести корректное сравнение поведения палеонапряженности, полученной по термонамагнитным и осадочным породам. Нами получено более 1000 новых определений палеонапряженности мезозоя по осадочным породам [5]. Совместное использование этих данных и материалов из работы [4] позволило сравнить результаты определения палеонапряженности по осадочным и термонамагнитным породам в интервале 0-350 миллионов лет.

На рис. 1 показано поведение усредненных за геологические эпохи и периоды данных о палеонапряженности, полученных по термонамагнитным (данные PINT08 [<http://www.geo.uu.nl/~forth/people/Andy/>]) и осадочным породам [4–6]. Различная продолжительность (эпохи, периоды) временных интервалов, для которых определялись средние значения палеонапряженности, связана с недостатком палеомагнитных данных. Как видно из рис. 1а, в мезозое и палеозое средние значения палеонапряженности, полученные по осадочным и термонамагнитным породам, не имеют значимых различий. Оба вида данных позволяют получить примерно одинаковое представление об изменениях палеонапряженности в этом возрастном интервале. Для плейстоцена средние значения палеонапряженности по осадочным породам значимо меньше, чем по термонамагнитным породам.

Аппроксимация средних значений палеонапряженности прямой линией (возрастной тренд) показала, что осадочные и термонамагнитные породы дают принципиально различные представления о долговременных изменениях геомагнитного поля (рис. 1б). Согласно определениям древнего магнитного поля, проведенным по осадкам, в течение значительной части фанерозоя палеонапряженность уменьшалась. В соответствии с определениями, проведенными по термонамагнитным породам, палеонапряженность возрастала в течение геологической истории.

Таким образом, осадочные и термонамагнитные породы дают одинаковое представление о вариациях палеонапряженности, происходящих с характерными временами порядка первых сотен тысяч лет. В то же время возрастной тренд изменений палеонапряженности, полученный по осадкам и термонамагнитным породам, различается.

В работе [5] нами была обнаружена обратная связь между напряженностью геомагнитного поля и частотой инверсий в интервале 0-160 млн. лет. В данной работе исследование этой связи проведено на более продолжительном времен-

ном промежутке. На рис. 2 показано сравнение средних (в интервале 0-200 млн. лет за эпохи, в интервале 200-350 млн. лет за периоды) значений палеонапряженности и частоты инверсий. Данные о палеонапряженности и частоте инверсий взяты из PINT08 и [7], соответственно. Видно, что между палеонапряженностью и частотой геомагнитных инверсий явно наблюдается обратная зависимость, которая нарушается в последние 20 млн. лет.

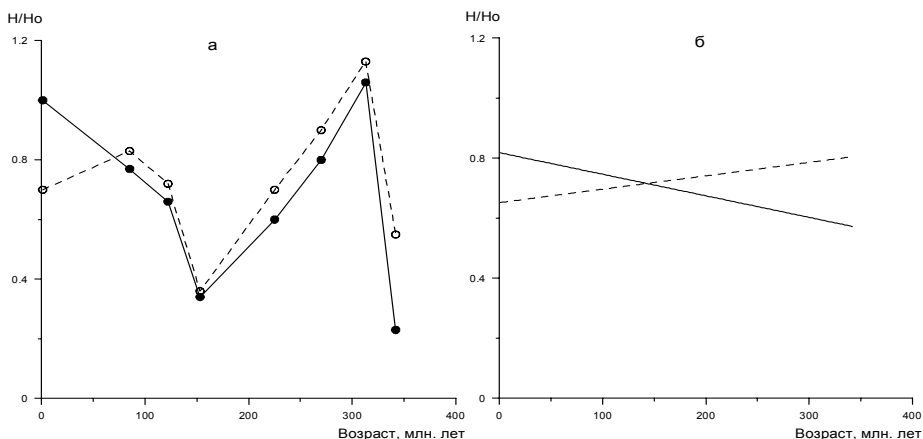


Рис. 1. Поведение осредненных по геологическим эпохам и периодам данных о палеонапряженности полученных по термонамагнитным (сплошная линия) и осадочным породам (пунктирная линия) (а). Возрастной тренд изменения палеонапряженности по термонамагнитным и осадочным породам (б).

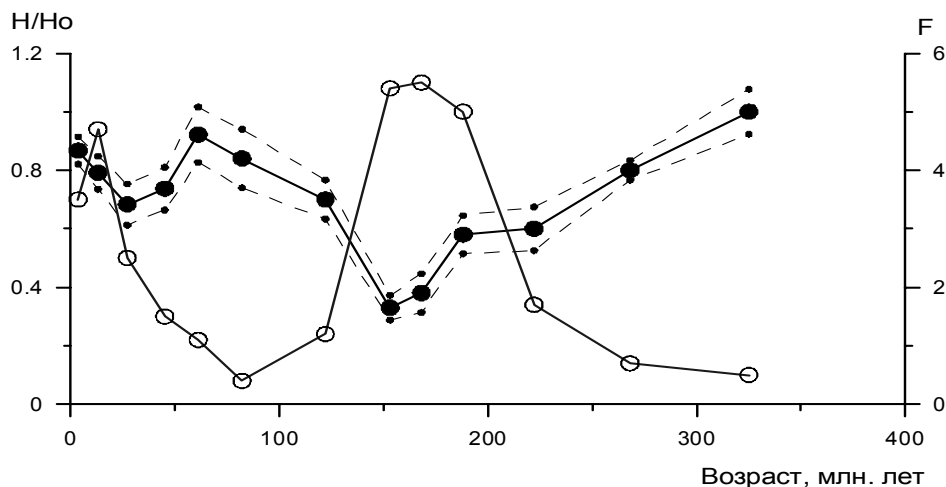


Рис. 2. Изменение палеонапряженности (темные кружки) и частоты инверсий (светлые кружки) в последние 350 млн. лет. Пунктиром показаны доверительные интервалы на уровне 95%.

Как видно из рассмотренных материалов, для обоснованного суждения об изменениях характеристик геомагнитного поля желательно использовать максимально полный массив информации. Совпадение результатов палеомагнитных

реконструкций, полученных различными методами, свидетельствует в пользу корректности проведенных определений.

Результаты проведенного исследования сводятся к следующему. Осадочные и термонамагнитные породы дают одинаковое представление о вариациях палеонапряженности, происходящих с характерными временами порядка сотен миллионов лет. В то же время возрастной тренд изменений палеонапряженности геомагнитного поля по осадочным и термонамагнитным породам различен. Для интервала 20–350 млн. лет получена обратная зависимость между палеонапряженностью и частотой инверсий. Эта связь нарушается в интервале 0–20 млн. лет. Нарушение связи между поведением палеонапряженности и частоты инверсий может свидетельствовать либо об ошибках определения этих характеристик геомагнитного поля, либо об изменении режима его генерации, произошедшей 20 млн. лет тому назад.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 08-05-00385-а)

1. *Большаков А.С., Солодовников Г.М.* Напряженность геомагнитного поля в последние 400 млн. лет // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 6. С. 1340-1344.
2. *Борисова Г.П.* Новые данные о древнем геомагнитном поле // Палеонапряженность: физические основы и методы исследования / Ред. В.И. Белокоп и Л.Л. Афремов. Владивосток: Издательство Дальневосточного университета, 1986. С. 18-26.
3. *Heller R., Merrill R. T., McFadden P.L.* The two states of paleomagnetic field intensities for the past 320 million years // Phys. Earth Planet. Inter. 2003. V.135. P. 211-223.
4. *Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л.: Недра, 1982, 312с.
5. *Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И.* Связь напряженности геомагнитного поля и особенностей его вариаций с частотой инверсий // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 2. С. 243-247.
6. *Куражковский А.Ю., Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Куражковская Н.А.* Поведение напряженности геомагнитного поля в последние 1.4 миллиона лет // Физика Земли. 2005. № 9. С. 46-53.
7. *Gradstein F.M., Ogg J.G., and Smith A.G. et al.* A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, 2004, 590 p.

НАМАГНИЧЕННОСТЬ ТИПОМОРФНЫХ ПОЧВ УКРАИНЫ И ЕЕ ИНФОРМАТИВНОСТЬ

А.И. Меньшов, А.В. Сухорада

Киевский национальный университет им. Тараса Шевченко, геологический факультет,
Украина, Киев, (pova@list.ru)

Вступление Логика развития магнитометрии и магнетизма вещества подошла к этапу, когда стало необходимым учитывать кроме геомагнитных вариаций и все другие возможные факторы, которые воздействуют на структуру и интенсивность локального аномального магнитного поля. В частности, для реализации точности магнитометрических работ около 0,1 нТл важным является учет аномалий, которые создаются почвенным покровом.

Почвенный покров аккумулирует в себе носители антропогенного и техногенного загрязнения, что позволяет по результатам педомагнитных исследований (изучение магнитных свойств почв) проводить экологическое изучение техногенно нагруженных территорий, в том числе и мегаполисов. Педомагнитные данные дают возможность интенсифицировать аграрные и почвоведческие работы, производить детальное картирование почвенного покрова. Практическое использование приведенных выше возможностей педомагнетизма может быть реализовано лишь на основе привлечения геофизических технологий. Поэтому важен анализ магнитных свойств почв с точки зрения прикладной геофизики.

Состояние проблемы Изучение магнитных свойств почв началось в середине прошлого столетия и прошло несколько фаз, которые характеризовались разной степенью научного интереса к педомагнетизму. Общей чертой изучения магнетизма педосферы в историческом контексте является определенная дискретность и обособленность соответствующих исследований. Публикации наших предшественников следует разделить на несколько групп. Первая – это работы советских авторов [1–2], которые рассматривают магнитную восприимчивость разных типов почв и ее распределение в почвенных генетических горизонтах, а также связь с увлажненностью, плодородием и гумусностью. Вторая – иностранные работы 50–90 гг. прошлого столетия [3–4], где одновременно с обозначенными выше проблемами более детально анализируется магнитная минералогия почв. Третья группа – это современные работы [5–7], в которых представлен современный взгляд на вертикальные и латеральные распределения педомагнитных характеристик, возможности использования магнитной восприимчивости для почвенного картирования и решения аграрных задач. Отдельной группой следует выделить работы, связанные с изучением природной остаточной намагниченности почв [8–9]. Сегодня популярными и информативными стали экомагнитные исследования [10–11] и урбомагнитные [12–13], заслуживают внимания исследование почвенного магнетизма в контексте поисков углеводородов [14–15].

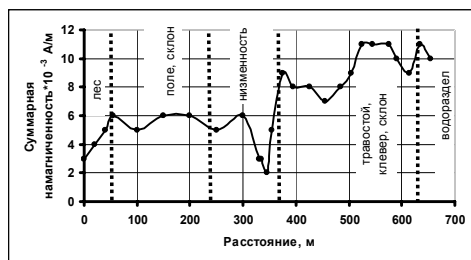
Методика работ Основой технологии педомагнитных исследований являются соответствующие теоретические основы рок-магнетизма, главным образом информация о слабромагнитных соединениях, которые присутствуют в почвах, а также методики микромагнитных съемок и принципы высокоточной магнитометрии. Наилучше изученным, экспрессным и массовым параметром в педомагнетизме стала магнитная восприимчивость χ . Интегральной характеристикой

магнетизма почв является суммарная намагниченность J_{Σ} . По этой величине в большинстве случаев почвы Украины характеризуются в данной работе. Для изучения возможного вклада почвенного покрова в локальное аномальное магнитное поле мы использовали полный вектор магнитного поля T , его вертикальный градиент $\text{grad } T$, а также эффективную намагниченность $J_{\text{эф}}$.

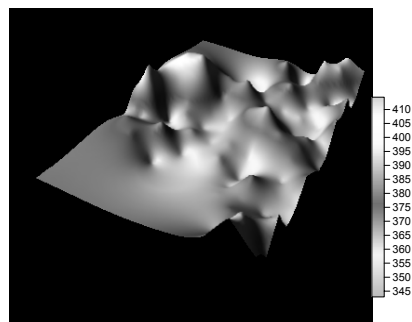
Полевой этап педомагнитных работ включает в себя геолого-почвоведческие рекогносцировочные работы, измерение полевой магнитной восприимчивости с помощью полевых капаметров КТ-5 и ПИМВ-2, отбор ориентированных и неориентированных образцов почв, исследования локального аномального магнитного поля оригинальной магнитометрической аппаратурой (разработки Студенческого Конструкторско-Исследовательского Бюро Киевского Национального университета имени Тараса Шевченко). Лабораторные педомагнитные исследования состоят из измерения удельной магнитной восприимчивости с помощью лабораторного капаметра KLY-2 и двухчастотного измерителя магнитной восприимчивости MS-2, измерения намагниченностей почв с помощью астатического магнитометра LAM-24 и рок-генератора JR-4, автоматизированной обработки результатов с помощью программного комплекса Magnit (автор Ю.Савичев). Кроме того, выполнялись геохимические исследования: определение элементного состава, гумусности, pH, а также анализ и интерпретация полученной педомагнитной информации.

Объекты исследований Педомагнитные исследования проводились на территории следующих почвенно-климатических зон Украины: Полесье, Лесостепь, Степь, Сухая Степь, Горный Крым (рекогносцировочные работы). Изучались зональные типы почв: чернозем выщелоченный, чернозем типичный, чернозем обычный, чернозем южный, серая лесная, каштановая, дерново-подзолистая почвы. Азональные – луговые, черноземы луговые, болотные, дерновые. Кроме того, при экомагнитных исследованиях изучался специфический измененный тип почвы, который характерен для мегаполисов – урбаноземы [16]. Для учета влияния магнетизма почвы на формирование локального аномального магнитного поля нами было проведено ряд экспериментов на территориях месторождений углеводородов Днепровоско-Донецкой впадины.

Результаты и обсуждение На рис. 1 представлены характерные распределения суммарной намагниченности и магнитной восприимчивости по генетическим горизонтам для типоморфных почв основных почвенно-климатических зон Украины.



а)



б)

Рис. 2. Латеральные педомагнитные распределения: а) – изменение J_s при пересечении основных форм рельефа участка «Горобии», Восточная Лесостепь, б) – карта площадного распределения $\chi \cdot 10^{-9}$ м³/кг для серых лесных почв сельскохозяйственного участка «Кононы», Восточная Лесостепь.

В пониженных частях рельефа развиваются азональные гидроморфные почвы (луговые, болотные), а на водоразделах – зональные. Приведенные зависимости подтверждаются и результатами детальных площадных педомагнитных исследований (рис. 26). При этом, кроме топографических и ландшафтных факторов, на дисперсию магнитных величин влияет и характер сельскохозяйственной обработки земель.

Касательно изучения эффективной намагниченности почв Украины, то самыми высокими значениями обладают серые лесные почвы и черноземы Степи и Сухой Степи ($J_{ef}=8 \dots 12 \cdot 10^{-3}$ А/м). Для остальных почв эффективная намагниченность ниже, а у дерново-подзолистых стремится к нулю и отрицательным значениям. Эти данные используются при решении прямых и обратных задач магнитометрии для почвенного покрова и указывают на то, в какой степени те или иные почвы могут повлиять на изменение локального аномального магнитного поля. Ряд экспериментов, проведенных нами для изучения взаимосвязи между педомагнетизмом и локальным аномальным магнитным полем, показали, что строение рельефа (а значит и типы почв) существенно влияют на поведение полного вектора магнитного поля и его вертикальных градиентов. Разница значений между магнитным полем, измеренным на водораздельных участках и в пойме при длине профиля около 1 км и перепаде высот до 10 м, составляет 20-25 нТл для одного из характерных участков Лесостепи Украины. Результаты педомагнитного моделирования демонстрируют, что магнитный эффект от почвенного покрова может составлять 2-4 нТл независимо от типа почвы.

При изучении информативности педомагнетизма следует отметить, что наилучше изученным сегодня является экоманетизм. Результаты экоманетических исследований урбанизированных территорий Украины показали, что урбаноземы являются удобным объектом для характеристики по степени их магнетизма загрязнения территорий мегаполисов. Пример корреляционных зависимостей между величинами магнитной восприимчивости и содержанием тяжелых металлов в почвах для города Киев приведен в табл. 1. Позитивная корреляция может объясняться присутствием общего фактора, который вызывает повышение обеих параметров, которым может выступать, например, физическая глина, аккумулирующая одновременно тяжелые металлы и магнитные вещества. По данным многих исследователей [17]

некоторые тяжелые металлы легко абсорбируются на поверхности оксидов железа – представленных магнитными частицами размером меньше 10 мкм, или могут попадать в их кристаллическую решетку при высокотемпературных техногенных процессах.

Таблица 1. Коэффициенты корреляции с доверительными границами ($q=0,95$) между χ и содержанием тяжелых металлов в некоторых урбаноземах Киева

Участок	Тяжелые металлы		
	Cu	Zn	Pb
Конча-Заспа	0,5±0,30	0,9±0,08	0,9±0,08
Киево-Днепровский	0,8±0,16	0,7±0,23	0,8±0,16
Дарницкий	0,3±0,29	0,9±0,06	0,4±0,27
Святошино-Пуца-Водицкий	0,8±0,15	0,6±0,26	0,6±0,26
Голосеевский	0,5±0,39	0,9±0,10	0,9±0,10

Результаты изучения почв на территориях перспективных относительно нефти и газа для учета влияния почв при детальных магнитометрических работах показывают, что, магнитный эффект от залежей углеводородов может составлять несколько нТл. Это сравнимо с магнитным эффектом от почвенного покрова. В связи с этим необходимо проводить разбраковку почвенных и нефтегазовых магнитных аномалий.

Агрогеофизические педомагнитные исследования посвящены изучению почв для решения задач сельского хозяйства и почвоведения. По величине магнитных параметров с успехом можно проводить картирование почв, изучение почвенных генетических горизонтов. Почвенный магнетизм коррелируется с агрономическими показателями.

Выводы В латеральном направлении суммарная намагниченность почвенного покрова растет в ряду: луговые и болотные почвы всех зон – зональные дерново-подзолистые почвы Полесья – чернозем выщелоченный Полесья – серые лесные и черноземы типичные Лесостепи, а также каштановые почвы Степи – черноземы обычные Степи – черноземы южные Сухой Степи. Наблюдается монотонная и немонотонная закономерности изменения J_s в вертикальном направлении при переходе между генетическими горизонтами почвенного профиля. Наивысшие значения фиксируются в верхних гумусных горизонтах всех типов почв, а также в иливиальных горизонтах. J_s растет при переходе от низменных участков, особенно заболоченных, к возвышенностям, главным образом водоразделам. Наивысшие значения J_{ef} зафиксированы для черноземов и каштановых почв Степи и Сухой Степи, а также для серых лесных почв Лесостепи. Такие почвы могут создавать магнитные аномалии 2–4 нТл. Магнитная восприимчивость почв как правило возрастает при антропогенном и техногенном их загрязнении, наблюдается позитивная корреляция между χ и концентрацией тяжелых металлов в почвах. Деструкция и мелиорация почв влияет на изменения педомагнитных величин, что необходимо использовать в агрономической и почвоведческой практике, а также при картировании почв.

1. Лукшин А.А. Изменение удельной магнитной восприимчивости по почвенному разрезу / А. А. Лукшин, Т. И. Румянцева // Труды Ижевского сельскохозяйственного ин-та. – 1964. – № 10. – С. 126–127.
2. Вадюнина А.Ф. Магнитная восприимчивость фракций некоторых почв / А. Ф. Вадюнина, В. Ф. Бабанин, В. Я. Ковжун // Почвоведение. – 1974. – № 1. – С. 116–120.

3. *Le Borgne E.* Influence du sur bes propertietes magnetques du sol et sur cells du schist et du granite / E. Le Borgne // Ann. Geophys. – 1960. – № 16. – P. 159–195.
4. *Maher B.* Characterisation of soils by mineral magnetic measurements / B. Maher // Phys. Earth Planet. Inter. – 1986. – № 42. – P. 76–92.
5. *Сухорада А.В.* Системні дослідження магнітних властивостей орного шару деяких ґрунтів Лівобережжя України / А. В. Сухорада, О.В. Круглов, О. І. Меньшов // Вісник КНУ імені Тараса Шевченка, Геологія. – 2005. – № 34. – С. 45–49.
6. *Коснырева М.В.* Разработка комплекса геофизических методов для решения прикладных задач почвенного картирования: автореф. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук: спец. 25.00.10 “Геофизика, геофизические методы поиска полезных ископаемых” / М. В. Коснырева – М., 2007. – 21 с.
7. *Бусоргина Н.А.* Магнитная восприимчивость почв Среднего Предуралья как генетический и диагностический их показатель: автореферат на соиск. уч. ст. канд. с.-х. наук: спец. 06.01.03 “Агрочоведение, агрофизика” / Н. А. Бусоргина. – Уфа, 2002 – 23 с.
8. *Вадюнина А.Ф.* Естественная остаточная намагниченность некоторых почв / А. Ф. Вадюнина, Ю. А. Смирнов // Почвоведение. – 1976. – № 7. – С. 120–127.
9. *Бондарь К.М.* Естественная остаточная намагниченность почвенного покрова / К. М. Бондарь, А. В. Сухорада // Науковий вісник НГАУ. – 2003. – № 8. – С. 77–80.
10. *Heller F.* Magnetic record of industrial pollution in forest soils of Upper Silesia, Poland / F. Heller, Z. Strzyszcz, T. Magiera // J. Geophys. Res. – 1998. – № 103, B8, 17. – P. 767–774.
11. *Нульман А.* Магнитная восприимчивость серых лесных почв в зоне влияния медеплавильного завода / А. Нульман, Р. Коптева, П. Мещеряков // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. – 2001. – С. 63–65.
12. *Maher B.A.* Spatial variation in vehicle-derived metal pollution identified by magnetic and elemental analysis of roadside tree leaves / B. A. Maher, C. Moore, J. Matzka // Atmospheric Environment. – 2008. – № 42, issue 2. – P. 364–373.
13. *Shu J.* Determining the sources of atmospheric particles in Shanghai, China, from magnetic and geochemical properties / J. Shu, J. Dearing, A. Morse, L. Yu, N. Yuan // Atmospheric Environment. – 2001. – № 35, issue 15. – P. 2615–2625.
14. *Liu T.* Comprehensive evaluation of mechanism of “chimney-effect” using principles of magnetizm, geochemistry and mineralogy / T. Liu, T. Cheng // Chinese Science Bull. – 1998. – № 43, 9. – P. 743–748.
15. *Rijal M.* Magnetic properties of hydrocarbon contaminated soils: first data laboratory and field studies / M. Rijal, E. Appel, M. Bayer, B. Binder, U. Blaha, A. Kappler, K. Porsch, W. Rosler, K. Straub, F. Wehland // Travaux Geophysiques. – 2006. – № XXVII. – P. 98.
16. *Почва, город, экология* / [под общей ред. акад. РАН Г. В. Добровольского]. – М.: Фонд “За экономическую грамотность”, 1997. – 320 с.
17. *Kapicka A.* High resolution mapping of antropogenic pollution in the Giant Mauntains National Park using soil magnetometry / A. Kapicka, E. Petrovsky, H. Fialova, V. Podrazsky, I. Dvorak // Stidia geophysica at geodaetica. – 2008. – № 52. – С. 271–284.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ α -ПАМЯТИ МАГНЕТИТСОДЕРЖАЩИХ ГОРНЫХ ПОРОД ИЗ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА

И.Е. Муратова, И. Н. Петров, Е.С. Сергиенко, Р.В. Смирнова

ФГОУ ВПО «Санкт-Петербургский Государственный Университет», физический факультет

Гистерезисные особенности Основная задача: изучение зависимостей термоостаточной намагниченности и её α -памяти (в процентах и единицах намагниченности) от величины магнитного поля H . Для палеомагнитологии основной интерес представляют зависимости $J_{rs}(H)$ и $\alpha J_{rs}(H)$ в области малых магнитных полей H , так как, именно αJ_{rs} представляет серьёзную «угрозу» достоверности палеомагнитных определений. Известно, что зависимость $J_{rs}(H)$ при малых значениях магнитного поля имеет линейный вид. Поведение же её α -памяти (J_{rs}) с изменением поля H ранее не изучалось.

Для проведения исследований были выбраны образцы Ангаро-Илимского магнетитового месторождения, которым свойственно явление α -памяти. Из этой коллекции были отобраны 3 образца с разной величиной $\alpha(J_{rs})$: образец №113 – с малой α -памятью, условно названный «мягким», №352 – «средний» и № Ш-62 – с максимальным значением $\alpha(J_{rs})$ – «жесткий».

Таблица 1.

№обр.	H_c^0 , Э	J_{rs}^0 , ед. СГС	H_c^1 , Э	J_{rs}^1 , ед. СГС	$\alpha^2 J_{rs}$, ед. СГС	$\alpha^2 J_{rs}$, %
Ш-62	280.5	30.9	136.7	17.3	4.10	23.7
352	69.3	49.5	54.0	40.5	7.40	18.3
113	30.1	27.6	30.5	26.9	0.97	3.6

Изучение зависимостей термоостаточной намагниченности и её α -памяти от магнитного поля образования H первоначально осуществлялось для «среднего» образца – № 352.

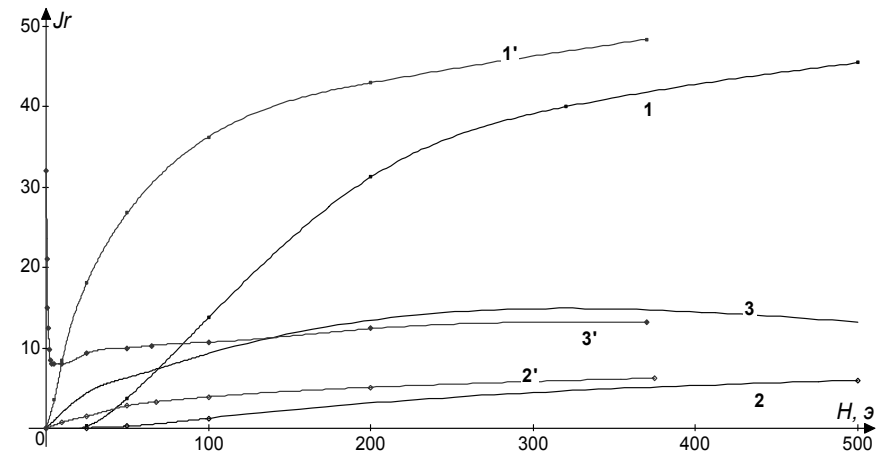


Рис. 1. Зависимость остаточных намагниченностей разного вида от величины магнитного поля их образования для образца № 352: 1 – нормальной остаточной $J_r(H)$; 2 – α -памяти нормальной остаточной $\alpha J_r(H)$; 3 – α -памяти нормальной остаточной $\alpha(J_r)$, %; 1' – термоостаточной $J_{rs}(H)$; 2' – α -памяти термоостаточной $\alpha J_{rs}(H)$; 3' – α -памяти термоостаточной $\alpha(J_{rs})$, %.

Обращает на себя внимание кривая 3' – наличие «ям» – минимума $\alpha(J_{\text{т}})$ при малых магнитных полях ($H \approx 2 - 10 \text{ Э}$). Каждая точка кривой 3' отображает процентное «содержание» намагниченных в данном поле H контактных частиц по отношению ко всем магнитным носителям, «участвовавших» в образовании $J_{\text{т}}(H)$, в том числе, и магнитомягкой матрицы.

Далее были построены кривые, аналогичные кривой 3' для всех трёх образцов, полученные в области малых магнитных полей. Как видно из этих рисунков, во всех случаях прослеживается закономерность: при очень малых полях величина $\alpha(J_{\text{т}})$ стремится к своему пределу α_0 .

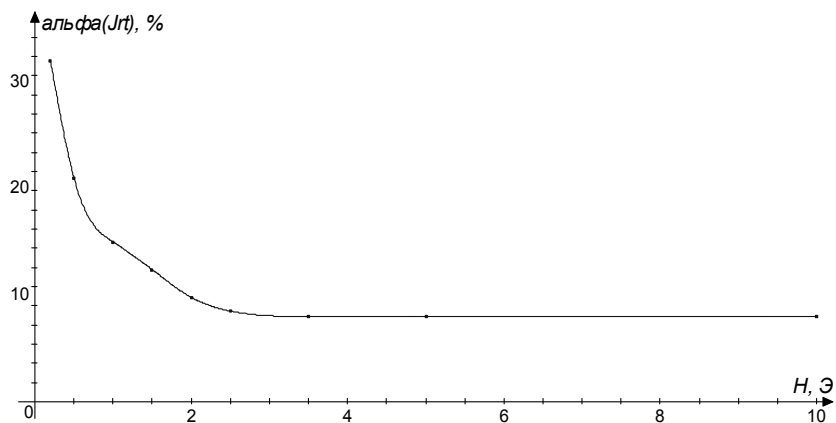


Рис. 2. Полевая зависимость $\alpha(J_{\text{т}})$ для образца № 352 в области малых магнитных полей.

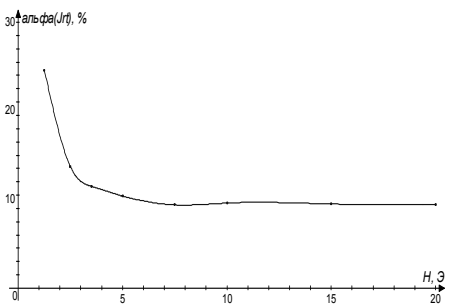


Рис. 3. Полевая зависимость $\alpha(J_{\text{т}})$ для образца № Ш-62 в области малых магнитных полей.

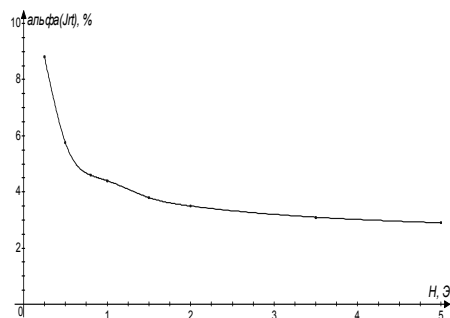


Рис. 4. Полевая зависимость $\alpha(J_{\text{т}})$ для образца № 113 в области малых магнитных полей.

С уменьшением поля образования $J_{\text{т}}$ состояние магнитомягкой матрицы кристаллитов приближается к АНС, а значит, уменьшается доля её «участия» в образовании намагниченности. В то же время контактные частицы, имеющие более высокие значения блокирующих температур T_b , продолжают давать вклад в $J_{\text{т}}$. Этот вклад при стремлении H к нулю, разумеется, также уменьшается, но значительно медленнее, чем вклад в $J_{\text{т}}$ магнитомягкой матрицы.

Поэтому «яму» на кривой 3' можно считать результатом одновременного «сложения» этих двух процессов.

Полученные результаты 1) α -память термоостаточной намагниченности $\alpha(J_{\text{т}})$, выраженная в процентах, с уменьшением магнитного поля образования $J_{\text{т}}$ увеличивается. При полях, близких к магнитному полю Земли, величина $\alpha(J_{\text{т}})$ может достигать значений, сопоставимых со значением самой термоостаточной намагниченности; 2) Наличие минимума на кривой зависимости $\alpha(J_{\text{т}})$ от намагничивающего поля H можно объяснить, как результат проявления двух противоположных тенденций (закономерностей): неодинаковым «участием» разных носителей $\alpha J_{\text{т}}$ в процессе формирования α -памяти. Основная роль в формировании $\alpha J_{\text{т}}$ в области малых полей принадлежит контактным частицам, а при больших полях – магнитомягкой матрице; 3) Анализ зависимостей $J_{\text{т}}(H)$ из намагниченных состояний показывает, что плотность функции распределения контактных частиц $f(H_0)$ имеют нижнюю границу критических полей $H_{0\text{min}}$, величина которой тем больше, чем жёстче в магнитном отношении образец.

Релаксационные особенности Основная задача исследования: экспериментальное изучение релаксационных (вязкостных) свойств магнетитовых образцов из зоны гипергенеза, находящихся в разных магнитных состояниях, как намагниченных, так и размагниченных.

В качестве размагниченного состояния использовалось НС – нулевое магнитное состояние. Намагниченными состояниями изучаемых образцов были состояния с α -памятью $J_{\text{тс}}$.

В процессе изучения релаксационных (вязкостных) свойств контактных частиц, мы определяли коэффициенты магнитной вязкости S – скорость роста во времени вязкой остаточной намагниченности $J_{\text{тв}}$, на образцах, именно, с α -памятью $J_{\text{тс}}$.

Задача исследования состояла в определении зависимости величины вязкой остаточной намагниченности от времени t выдержки образца в магнитном поле H (в логарифмическом масштабе).

$$\text{Коэффициент магнитной вязкости } S = \frac{\Delta J_{\text{тв}}}{\Delta(\lg t)} = \text{tg } \alpha, \text{ где } \alpha - \text{угол наклона}$$

прямой к оси абсцисс.

Были выбраны два образца Ангаро-Илимской коллекции: с большой (№Ш-62) и малой (№ 113) величинами α -памяти.

Алгоритм основных процедур проведения исследований

1. Определение S^0 не гретых образцов, приведённых в размагниченное НС для разных магнитных полей.

2. Построение зависимости S^0 от величины магнитного поля H . Определение поля H^0_{max} , при котором имеет место максимум коэффициента магнитной вязкости S^0_{max} .

3. Повторение процедур, описанных в п.п. 1. и 2., после двух и более циклов ВО. Заметим, что после ВО-2 при последующих нагреваниях основные СЧП практически не изменяются. Поэтому в дальнейшем будем пользоваться терми-

ном «после нагревов», не оговаривая специально количество нагревов, если образцы подвергались двум или более циклам ВО.

Сравним результаты изучения зависимостей $S(H)$ до и после нагревов:

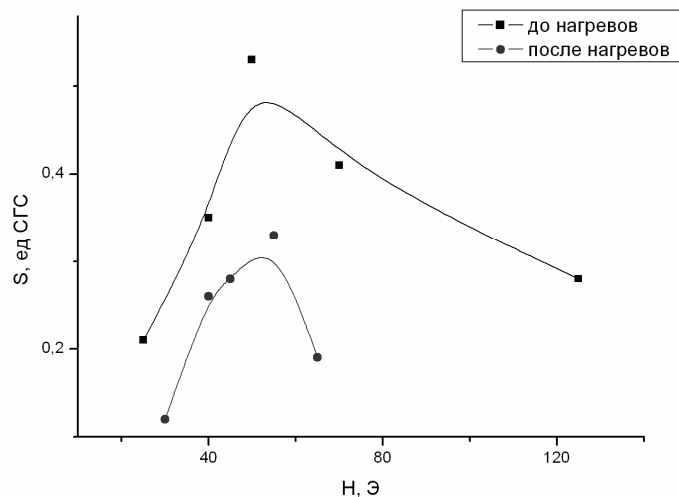


Рис. 5. Зависимость $S(H)$ до и после нагревов (обр. № 113-1).

Значения коэффициентов магнитной вязкости до и после нагревов не совпадают: величина S_{\max} после нагревов уменьшается более, чем в полтора раза при неизменном значении H_{\max} . Совпадение полей, при которых наблюдается максимальная скорость образования вязкой намагниченности, позволяет предполагать, что ВО не приводит к существенному перераспределению термически-активационных барьеров, ответственных за J_{IV} .

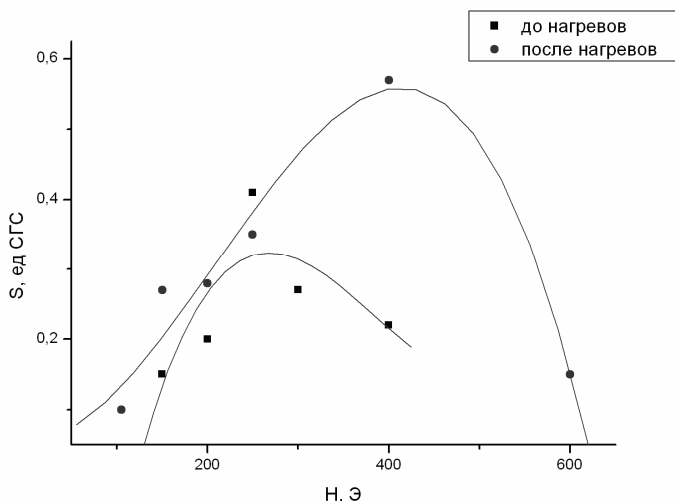


Рис. 6. Зависимость $S(H)$ до и после нагревов (обр. № III-62).

Значения коэффициентов магнитной вязкости, измеренные до и после нагревов не совпадают: величина S_{\max} после нагревов не уменьшается, как для «мягкого» образца (№113), а возрастает также более чем в полтора раза. Значение же H_{\max} также увеличивается: 253 Э – до нагревов и – 410 Э после нескольких циклов ВО.

Полученные результаты

1) Значения коэффициентов магнитной вязкости для мягкого образца (№113) до и после нагревов не совпадают: величина S_{\max} после нагревов уменьшается более чем в полтора раза при неизменном, в пределах погрешности определения, значении H_{\max} ;

2) Совпадение полей, при которых наблюдается максимальная скорость образования вязкой намагниченности. Возможно, это происходит потому, что после ВО уменьшается относительный объём магнитомягкой матрицы, а значит и количество «носителей» вязкой намагниченности, связанных, именно, с матрицей. Неизменность значения H_{\max} отчасти подтверждает эту версию;

Таблица 2.

№113-1	S , ед СГС	ΔS , ед СГС	$\frac{\Delta S}{S}$, %
до ВО	0.48	0.06	12.5
после ВО	0.32	0.06	18.8

3) Значения коэффициентов магнитной вязкости, измеренные до и после нагревов на жёстком образце (№III-62) не совпадают: величина S_{\max} после нагревов не уменьшается, как для «мягкого» образца, а возрастает также более чем в полтора раза. Значение же H_{\max} увеличивается после нескольких циклов ВО.

Таблица 3.

№III-62	S , ед СГС	ΔS , ед СГС	$\frac{\Delta S}{S}$, %
до ВО	0.32	0.04	12.5
после ВО	0.56	0.03	5.4

Можно допустить, что в результате ВО и появления контактных частиц происходит перераспределение соотношения носителей вязкой остаточной намагниченности. Количество «вязкостных» барьеров, связанных с магнитомягкой матрицей уменьшается, и возможно, появляются новые носители J_{IV} – контактные частицы. Однако эта гипотеза требует дальнейшего экспериментального подтверждения.

СТРУКТУРА ВАРИАЦИЙ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПОСЛЕДНИЕ ТЫСЯЧЕЛЕТИЯ

И.Е. Начасова, К.С. Бураков, С.П. Бурацкая

Институт физики Земли РАН, Москва, (k.s.burakov@mail.ru)

Информацию о напряженности магнитного поля Земли в прошлом с наибольшей степенью приближения к истинным значениям можно получить в результате исследования термонамагниченности обожженных горных пород и материалов археологических памятников. Археоманнитные исследования были выделены в отдельный раздел в связи с возможностью наиболее точной привязки полученных данных о древнем геомагнитном поле к шкале времени. Характеристики вариаций напряженности геомагнитного поля, полученные в результате археоманнитных исследований, обычно принимаются в качестве эталонных.

Исследования вариаций напряженности геомагнитного поля в последние несколько тысячелетий, проводимые по мировым данным показали, что характерные времена этих вариаций лежат в широких пределах от десятков лет до тысячелетий [1].

Возможность выделения вариаций с определенным характерным временем обусловлена качествами имеющегося временного ряда, т.е. точностью полученных определений, подробностью ряда и его длиной.

По совокупности мировых данных было оценено характерное время “основного” колебания напряженности геомагнитного поля, которое можно аппроксимировать гармоническим колебанием с периодом 8000 лет, обнаружены колебания меньшего периода [2; 1].

Анализ кривых изменения напряженности геомагнитного поля в последние тысячелетия, построенных по совокупности определений, полученных в результате исследования термонамагниченности материала археологических памятников М.Ковачевой для района Болгарии, К.С.Бураковым и И.Е.Начасовой – для юга Западной Европы, Кавказа, Средней Азии и Прибайкалья, К.Вэй с соавторами – для Китая, Х.Сакаи и К.Хироока – для Японии, дополненных результатами прямых наблюдений, показал, что картина изменения напряженности поля во всех случаях может с хорошим приближением быть представлена как результат суперпозиции ряда гармонических колебаний [1; 3]. Анализ рядов данных проводился при помощи разложения в ряд Фурье и метода градиентного спуска. Методика и техника анализа была разработана Н.М.Ротановой и С.В.Филипповым.

В результате проведенных исследований было обнаружено, что в основном картина изменения напряженности поля может быть аппроксимирована суммой шести – семи гармоник с периодами, средние по всем кривым значения которых можно принять как 8000, 3500, 1600, 1000, 700, 500 и 300 лет. Для каждого региона по данным для последних четырех тысячелетий были получены амплитуды и фазы шести колебаний с периодами от 8000 до 500 лет. Все колебания имеют дрейф, однако три из них (1600-, 1000- и 500-летнее) обладают западным, а другие – восточным дрейфом. Скорость дрейфа можно оценить в 0.2° в год. Основной вклад в западный дрейф вносит вариация с периодом 1600 лет.

Данные о напряженности геомагнитного поля, полученные в результате изучения естественной остаточной намагниченности керамического материала ар-

хеологических памятников Испании, позволили определить характеристики 1600-летней вариаций напряженности поля на временном отрезке VI-II тыс. до н.э. [3]. Это дало возможность впервые определить скорость дрейфа 1600-летнего колебания для столь древнего времени, используя результаты, полученные по материалу Средней Азии.

Проведенное исследование позволило обнаружить восточный дрейф 8000-летнего колебания напряженности геомагнитного поля – неизвестный ранее феномен.

Анализ совокупности мировых данных о напряженности главного магнитного поля Земли в последние тысячелетия показал, что спектр колебаний напряженности поля дискретен в том смысле, что наблюдаемая на поверхности земного шара картина изменения напряженности геомагнитного поля может быть в основном представлена суперпозицией нескольких колебаний, имеющих периоды от 500 до 8000 лет, характерной чертой которых является долготный дрейф. Были также обнаружены вариации меньших периодов, наиболее яркими из которых являются “трехсот”- и “сто”- летние.

Наибольшую амплитуду имеют “8000”-летнее колебание, названное “основным”, и “1600”-летнее колебание. Указанные величины периодов определены как средние из полученных и являются как-бы названием соответствующей вариации. Так, например, период “500”-летнего колебания меняется в зависимости от района и временного интервала выделения колебания от 400 до 600 лет, “700”-летнего – примерно от 700 до 800, “1600”-летнего – от 1400 до 1800 лет. Обнаружено, что амплитуды вариаций изменяются во времени и пространстве.

Применение вейвлет-анализа позволяет изучать нестационарные в спектральном отношении процессы, следить за поведением фазы того или иного квазипериодического колебания. Был проведен вейвлет-анализ данных о напряженности геомагнитного поля в последние четыре тысячелетия в Болгарии, Грузии и Средней Азии [4]. Результаты вейвлет – анализа практически совпали с результатами анализа Фурье. По данным для всех трех территорий выделено колебание с периодом 1750 лет, 700 и 500 лет. Отмечено изменение амплитуд колебаний с долготой: уменьшение амплитуды 500- и 700-летних вариаций с запада на восток и изменение амплитуд вариаций со временем.

Вейвлет-анализ археоманнитных данных о напряженности геомагнитного поля за последние 7.5 тысяч лет в долготном секторе от Болгарии до Японии был осуществлен Г.З.Гурарием и М.В.Алексютиным [5]. Сделанный ими вывод о случайном характере вариаций геомагнитного поля представляются весьма спорными. По нашему мнению, рассматривая результаты проведенных анализов нужно иметь в виду, что анализируемые ряды данных об изменении напряженности геомагнитного поля имеют разную представительность не только в разных регионах, но и на разных временных интервалах, поэтому по полученным картинкам изменения напряженности геомагнитного поля в последние тысячелетия в основном можно судить только о наиболее ярких характеристиках вариаций. Нам представляется перспективным рассмотрение вейвлет-диаграмм с целью обнаружения общих черт полученных картин вариаций напряженности поля.

Суммируя рассуждения результатов вейвлет-анализа данных о напряженности геомагнитного поля в последние четыре тысячелетия для долготного сектора

от Болгарии до Средней Азии, проделанного Г.З.Гурарием и М.В. Алексютиным, можно сказать, что уверенно выделяются вариации напряженности поля, имеющие наибольшую интенсивность, с характерными временами 400-600 лет и 700-800 лет. Отмечено наличие вариаций меньшей продолжительности. Рассмотренные три ряда данных о напряженности поля – это ряды данных, имеющих наибольшую представительность (наибольший объем и равномерность распределения по временной шкале).

Можно проследить изменение периода вариаций со временем. Так по данным для Грузии характерное время “500”-летнего колебания во II тыс. до н.э. уменьшается, а в последние два тысячелетия – увеличивается. Для двух других территорий такое заметное изменение периода вариаций не характерно. Рассмотрение этих результатов приводит к выводу о том, что вариации напряженности поля имеют характерные времена, которые несколько изменяются со временем, однако относятся к определенным частотным диапазонам.

Анализ данных о напряженности геомагнитного поля в последние семь с лишним тысячелетий в регионе, включающем в себя Кавказ, Месопотамию и Турцию, позволяет проследить изменение характерного времени выделяемых вариаций на протяжении всего этого интервала времени (рис.).

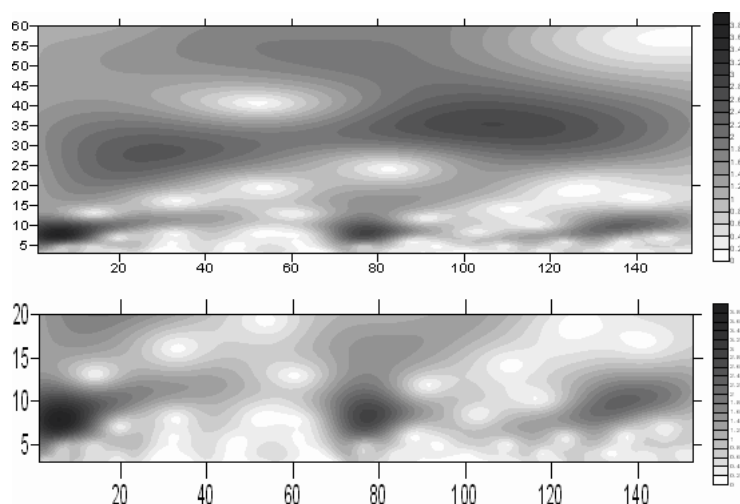


Рис. Вейвлет-диаграмма 7500-летнего ряда данных о напряженности геомагнитного поля в регионе, включающем в себя Кавказ, Месопотамию и Турцию. По оси абсцисс отложено время в точках ($t=7500-n \cdot 50$ лет назад). По оси ординат – периоды в масштабе: единица соответствует 50 годам.

Наблюдается плавный переход от вариации с одним периодом к вариации с другим периодом. Такое изменение было прослежено для вариаций с периодами примерно от 300 до 600 лет. Это изменение имеет квазипериодический характер. По данным для регионе, включающем в себя Кавказ, Месопотамию и Турцию было получено, что в последние 7.5 тысячелетий есть временной интервал длительного выделения вариации с периодом около 600 лет, временной интервал выделения в основном колебания с периодом около 300 лет и три периода переходных (с выделением интенсивного колебания с периодом около 400-500 лет). При этом вариации в переходные периоды имеют наибольшую амплитуду.

Изменение периодов вариаций напряженности геомагнитного поля, характерных для различных временных интервалов, имеет циклический характер. Величину цикла можно приблизительно установить по расстоянию между серединами временных участков, для которых характерны экстремальные значения периодов вариаций. Это примерно 3.5 тысячи лет, т.е. весь цикл – семь тысяч лет. Возможно, что это и есть оценка периода “основного” колебания геомагнитного поля. Насколько точна эта оценка, судить трудно, так как данные, полученные для IV тыс. до н.э. могут содержать неточности, однако близость полученной оценки к оценке, полученной по виду изменения напряженности поля за последние семь тысячелетий в результате Фурье-анализа, свидетельствует о реальности полученной картины и о наличии крупномасштабной цикличности процесса генерации геомагнитного поля.

Цикличность в 3-3.5 тысячелетия имеет и расстояние между временными интервалами, на которые приходится максимумы интенсивности “500”-летних вариаций, что также свидетельствует о связи вариаций с разными периодами. Ранее такая связь была установлена по приуроченности экстремальных значений амплитуды “500”-летней вариации к фазе “3000”-летнего колебания [1]. Была рассмотрена связь изменения амплитуды “500”-летней вариации с фазами “3300” и “1800”-летних вариаций, выделенных по данным для Кавказа с помощью Фурье-анализа и градиентного спуска. Оказалось, что временные интервалы минимумов амплитуды “500”-летней вариации (середина IV тыс. до н.э. и I тыс. до н.э. – начало нашей эры) приходятся на минимумы “1800”-летней вариации, следующие за максимумами “3300”-летней вариации. Результаты вейвлет-анализа, показывают, что на IV и I тыс. до н.э. приходится уменьшение интенсивности вариаций с периодом в диапазоне 300-600 лет. В эти временные интервалы выделяются вариации с несколько разными периодами (в одном случае – большим, в другом – меньшим). Цикличность этих изменений (примерно через 3-3.5 тысячи лет) совпадает с периодом выделенной длиннопериодной вариации (~3000-летней), что подтверждает связь вариаций разных периодов между собой, т.е. принадлежность их к одной системе.

Таким образом, по нашему мнению имеется целый ряд указаний на связь вариаций напряженности геомагнитного поля разных периодов между собой и наличия общих закономерностей протекания вариаций. Однако достоверность получения этих закономерностей нужно повышать, для чего необходимо увеличивать объем и подробность построения временных рядов данных о древнем геомагнитном поле.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 09-05-00369

1. Начасова И.Е. Характеристики вариаций напряженности геомагнитного поля по археомагнитным данным // Автореф. дисс. дф-мн. 1998. М.: ОИФЗ РАН. 65с.
2. Бурацкая С.П. Археомагнетизм. Структура и эволюция магнитного поля Земли. М.: ГЕОС. 2007. 344с.
3. Начасова И.Е., Бураков К.С., Бернабеу Х. Вариации напряженности геомагнитного поля в Испании // Физика Земли. 2002. № 5. С. 24-29.
4. Бураков К.С., Галыгин Д.К., Начасова И.Е., Решетняк М.Ю., Соколов Д.Д., Фрик П.Г. Вейвлет-анализ вариации напряженности геомагнитного поля за последние четыре тысячи лет // Изв. РАН Физика Земли. 1998. № 9. С. 83-88.
5. Гурарий Г.З., Алексютин М.А. Вейвлет-анализ основных рядов археомагнитных данных о напряженности геомагнитного поля за последние 7.5 тысяч лет // Физика Земли. 2009. № 6. С. 64-75.

НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В I ТЫСЯЧЕЛЕТИИ ДО Н.Э. НА ПИРЕНЕЙСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

И.Е. Начасова, К.С. Бураков

Институт физики Земли РАН, Москва, (k.s.burakov@mail.ru)

Исследование изменения напряженности геомагнитного поля в последние восемь тысячелетий, проведенные на материалах археологических памятников в долготном секторе от Испании до Прибайкалья, показало, что максимум 8000-летней вариации напряженности поля [1–3] приходится на временной интервал I тыс. до н.э. – I тыс. н.э. Максимальных величин напряженности поля достигала в I тыс. до н.э.. Данные о напряженности геомагнитного поля в I тысячелетии до нашей эры в Испании были получены в результате исследования намагниченности материалов двух археологических памятников – “Los Villares” и “Эль Молон” [4; 5]. К сожалению, объем полученных данных о напряженности геомагнитного поля в невелик, объекты, из которых отбиралась керамика для исследования, зачастую имеют широкую (до ± 100 лет) датировку, в связи с чем полученная картина изменения напряженности геомагнитного поля недостаточно детальна, есть временные интервалы, для которых данных нет. В связи с этим продолжено исследование напряженности геомагнитного поля во временном интервале конец II – I тыс. до н.э. в районе Пиренейского полуострова на керамическом материале из археологических памятников Португалии.

Фрагменты древней керамики из археологических памятников Португалии для проведения археомангнитных исследований были предоставлены профессором Лиссабонского университета М.Каладо (Manuel Calado). Керамика отобрана из 20 памятников провинции Эвора, которые, согласно археологическим определениям, следуют друг за другом во времени, начиная с поздней бронзы до конца позднего железного периода.

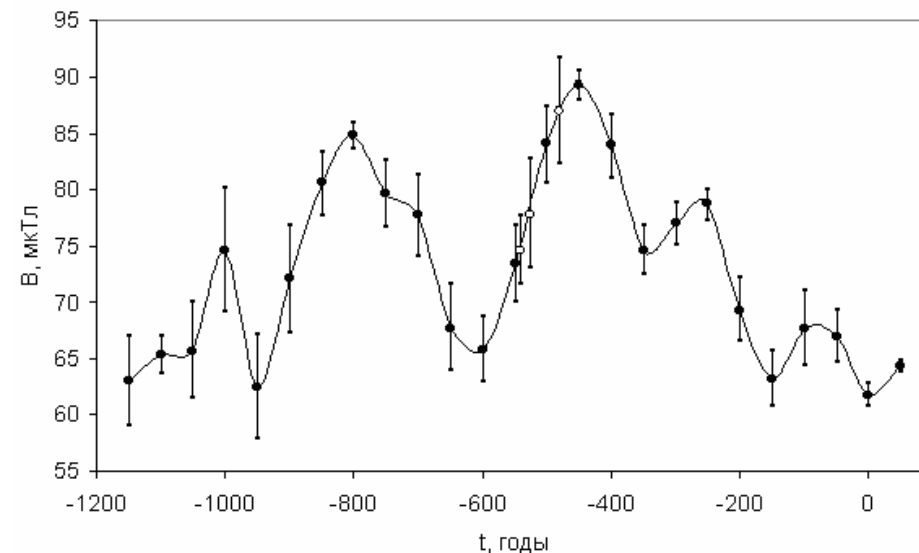
Для получения данных о напряженности древнего геомагнитного поля по намагниченности керамического материала памятников Португалии использовался модифицированный метод Телье с коррекцией данных как на анизотропию магнитной восприимчивости, так и на химические изменения ферромагнитной фракции исследовавшихся образцов при лабораторных нагревах, по методике, описанной в [6].

Климатические особенности района, в котором находятся памятники (высокая влажность и температура), способствуют развитию процессов химического выветривания несущих информацию о намагничивающем магнитном поле магнетитовых частиц, в процессе которого они покрываются пленкой из гидроокислов железа. Выветривание усложняет и в ряде случаев делает невозможным определение напряженности древнего геомагнитного поля по остаточной намагниченности материала. Проведенные исследования показали, что образцы с явными признаками присутствия гетита и маггемита непригодны для определения напряженности древнего геомагнитного поля.

Археологическая датировка всего керамического материала, намагниченность которого исследовалась, – поздняя бронза – поздний железный период. Начало этого временного интервала относится примерно к XII веку до нашей эры, конец – к рубежу эр. Керамический материал трех памятников относится к

периоду поздней бронзы, далее по временной шкале следуют 12 памятников раннего железного периода и затем 5 памятников позднего железного периода. Памятники, как правило, многослойные, но имеют небольшую мощность культурных слоев. Два памятника – 8 и 20 имеют большую мощность (100 и 240 см). Памятники следуют по времени последовательно друг за другом с 1 по 20 номер примерно через равные промежутки времени. Исходя из оценки скорости осадконакопления культурных отложений, полученной при исследовании материалов ряда испанских археологических памятников (1 сантиметр в год) [6], можно принять, что временные интервалы существования многослойных португальских поселений лежат в пределах примерно от двух десятков лет до двух с половиной столетий.

В ряде работ авторами была показана возможность временной привязки объектов исследования по пористости керамики P , используя изменение пористости керамики со временем $P(t)$ [6]. По полученной для археологических памятников Португалии зависимости средней пористости керамики от номера объекта можно определить среднее расстояние между соседними объектами во времени. Среднее значение временного интервала между серединами временных отрезков существования памятников $\delta t = \sim 60$ лет. Наиболее поздний археологический памятник (№ 20) относится по времени к концу железного века. Считая, что середина временного интервала существования этого памятника приходится на 0 год, можем распределить остальные памятники по временной шкале, согласно полученной выше оценке. Тогда весь керамический материал памятников распределяется на временном интервале от XII века до нашей эры по I век нашей эры. По определениям, полученным по образцам из памятников 1-20, вычислены средне-70-летние значения напряженности геомагнитного поля с шагом в 50 лет и построена кривая вариаций напряженности в Португалии (рис., залитые точки).



На плавное изменение напряженности поля накладываются вариации. Наиболее яркое изменение – резкое понижение напряженности поля в VIII и VII в.в.

до н.э. Минимум в конце VII в. до н.э. прослеживается очень четко. По данным, полученным по намагниченности керамического материала испанского памятника Los Villares для VII – III в.в. до н. э., также прослеживается минимум напряженности поля в районе рубежа VII – VI в.в. до н.э. Археологическая датировка материала испанского памятника этого временного отрезка весьма точна, это первая четверть VI века до н.э. (590±10 г. до н.э.). Совпадение картин изменения напряженности поля подтверждает правильность временной привязки археологических памятников Португалии к временной шкале, сделанной авторами.

Понижение и затем повышение напряженности поля происходит в течение примерно четырех столетий. Вариации подобной (~350-летней) продолжительности выделялись в изменении напряженности геомагнитного поля и в Грузии и в Средней Азии [1].

Таким образом, получена картина изменения напряженности геомагнитного поля в Португалии с последних веков II тыс. до н.э. по рубеж эр. Построена средне 70-летняя кривая изменения напряженности поля. На плавное изменение напряженности поля на протяжении всего рассматриваемого временного интервала накладываются вариации продолжительностью в 2 – 4 столетия. Наивысших значений напряженность поля достигает в V в. до н.э.

Было также проведено исследование остаточной намагниченности керамического материала урн мегалитического комплекса Monte de Tera в провинции Эвора, предоставленного исследователем этого памятника научным сотрудником археологического института Лиссабона Л.Роха (Leonor Rocha). Комплекс археологических находок указывает на то, что памятник датируется приблизительно VII-V столетием до нашей эры. Средние для объектов (урн U28, U1 и U2) значения напряженности геомагнитного поля, полученные в результате исследования намагниченности керамического материала, – 74,6; 77,8 и 87,0 мкТл. Согласно построенной средне-70-летней кривой изменения напряженности геомагнитного поля в I тыс. до н.э. в этом районе, высоких средних значений (~89мкТл) напряженность поля достигает только во второй половине V века до нашей эры, т.е. объект U2, в рамках временного интервала VII – V в.в. до н.э., к которому изначально был отнесен керамический материал из урн, может быть датирован примерно V веком до нашей эры.

Урна 2, по материалу которой получено высокое значение напряженности поля, найдена в приповерхностном слое (на глубине 0-15см), т.е. это самый поздний из исследованных материалов. Остальные объекты (U1 и U28, расположенные на глубине 15-20 и 20 см) можно отнести к более раннему временному интервалу. Привязывая полученные средние по объекту значения напряженности поля к построенной кривой изменения напряженности поля, получаем, что объект U28 можно отнести примерно к середине VI века до н.э., объект U1 – ко второй половине VI века до н.э., объект U2 – к первой половине V в. до н.э. (полюе точки на рисунке), т.е. материал всех трех урн можно отнести к VI – V векам до нашей эры.

Интересно, что, хотя разброс единичных определений довольно велик, отражая быстрое изменение напряженности поля, что характерно для этого временного интервала, величины среднеквадратичных ошибок средних значений на-

пряженности поля (dB) для урн и для значений, полученных при осреднении по 70-летнему интервалу при построении кривой изменения напряженности поля, близки, что свидетельствует в пользу правильности отнесения исследуемого материала урн к указанным временным интервалам. Временные интервалы, определенные для U1 и U28 по совмещению средних значений напряженности поля с построенной кривой, располагаются гораздо ближе друг к другу, чем к временному интервалу, к которому отнесен материал U2, что соответствует разности в глубинах залегания объектов.

Таким образом, исследование остаточной намагниченности керамического материала археологических памятников провинции Эвора (Португалия) дало возможность построить средне-70-летний ряд данных о напряженности геомагнитного поля с XII в. до н.э. по рубеж эр. Изменение напряженности геомагнитного поля на этом временном интервале имеют вид, практически идентичный картине изменения напряженности поля в районах долготного сектора от Пиренейского п-ова до Средней Азии. На плавное изменение напряженности поля накладываются вариации меньшего периода. Максимальных значений напряженность геомагнитного поля достигает в интервале VIII – V веков до нашей эры.

Использование данных о древней напряженности геомагнитного поля, полученных в результате исследования намагниченности материала урн мегалитического комплекса Monte de Tera в провинции Эвора, позволило уточнить датировку этих объектов путем их сравнения с данными об изменении напряженности геомагнитного поля, полученными в результате исследования намагниченности керамического материала 20 археологических памятников провинции Эвора.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 09-05-00369

1. Начасова И.Е. Характеристики вариаций напряженности геомагнитного поля по археомагнитным данным // Автореф. дисс. 1998. М: ОИФЗ РАН. 65с.
2. Начасова И.Е., Бураков К.С., Бернабеу Х. Вариации напряженности геомагнитного поля в Испании // Физика Земли. 2002а. № 5. С. 24-29.
3. Начасова И.Е., Бураков К.С., Бернабеу Х. Археомагнитные исследования керамического материала многослойного неолитического памятника Испании “Cendres Cave” // Геомагнетизм и аэрономия. 2002б. Т. 42. № 6. С. 845-851.
4. Бураков К.С., Начасова И.Е., Мата К. Напряженность геомагнитного поля в I тысячелетии до нашей эры по результатам исследования керамики археологического памятника Испании “Los Villares” // Физика Земли. 2006. № 11. С.84-92.
5. Начасова И.Е., Бураков К.С., Лоррио А.Х. Археомагнитные исследования керамики археологического памятника Испании «Эль Молон» // Физика Земли. 2007. № 10. С. 35-40.
6. 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.

ДИАГНОСТИКА БИОГЕННОГО МАГНЕТИТА В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Д.К. Нургалиев, Э.В. Утемов, П.Г. Ясонов

Казанский государственный университет, Казань

Осадки современных озер являются великолепными палеогеофизическими архивами – в них, как правило, с хорошим разрешением записаны изменения климата, геомагнитного поля, других событий и в целом эволюции окружающей среды за последние тысячелетия [1]. Огромную роль в этих записях играют широко распространенные в осадках и осадочных породах биогенные магнитные минералы [2]. Бактерии-производители магнитных минералов существуют в водной среде в условиях наличия достаточно резкой окислительно-восстановительной границы (ОВГ) и именно вблизи этой границы [3]. В работе [4] впервые был представлен достаточно полный обзор методов магнитной диагностики остатков магнетитов в осадках. После этого было опубликовано достаточно большое количество работ, в которых эти методы были развиты. В последнее время развиваются методики детектирования остатков МБ с использованием техники ферромагнитного резонанса [3].

В данной работе мы рассмотрим использование коэрцитивных спектров нормального остаточного намагничивания для выявления остатков магнитотактических бактерий в осадках нескольких современных озер. Особенностями данной работы является то, что здесь использованы спектры, полученные с помощью коэрцитивного спектрометра [5]. Кроме того, впервые приводится анализ по более чем 1200 образцам (спектрам) из четырех различных озер, что позволяет увидеть, тем не менее, их общие черты и существенно повышает статистическую достоверность результатов. Новым является также и то, что для разложения коэрцитивных спектров используется очень эффективная техника эйвлет-разложения по естественному базису, ранее использованная для решения обратных задач гравиразведки [6].

Для исследований были использованы образцы донных отложений озер Нарочь и Свирь, Кандрыкуль и Аральского моря. Образцы были отобраны в различные годы с использованием гидравлического пробоотборника, использованы для различного вида анализов, а остатки были высушены и сохранены в лаборатории. В исследованных образцах представлен широкий спектр типов осадков современных озер от практически эвтрофного (о.Свирь) до пересыхающего озера (Аральское море). По всем объектам ранее были получены палеомагнитные данные о палеоэволюционных вариациях элементов геомагнитного поля [7; 8]. Коэрцитивные спектры образцов были получены с помощью коэрцитивного спектрометра [5], прибора позволяющего в автоматическом режиме измерять кривые нормального остаточного намагничивания (НОН) образцов объемом около 1 см^3 при непрерывном росте внешнего магнитного поля. Некоторые количественные характеристики кривых НОН были получены еще в самом начале исследований магнетизма горных пород [9], также известно множество примеров удачного использования разложения коэрцитивных спектров на компоненты. Во всех этих работах использовалось предположение о логарифмически нормальном виде спектра каждой из компонент и их линейном сложении в образцах содержащих

несколько таких компонент с различными параметрами. Тогда каждая компонента характеризуется всего тремя параметрами (положением максимума спектра – V_{md} , ширины спектра – V_w , намагниченности компоненты – M_c). Это предположение видимо не выполняется в случае наличия магнитостатического взаимодействия между зернами, что приводит к асимметричному виду спектра. Тогда при разложениях на основе логнормальной формы спектров могут появляться дополнительные пики, смещаться максимумы и обнаруживаться другие искажения. Использование обобщенного гауссового распределения и алгоритма для аппроксимации спектров компонент предложенного в работе [10] лишено этих недостатков и позволило получить целый ряд замечательных результатов [10]. Однако, усложнение формы элементарных спектров (обобщенное гауссово распределение – [10]) привело к тому, что решение обратной задачи разложения спектров на компоненты осложнилось, количество параметров резко возросло, задача стала существенно нелинейной, в алгоритме также есть место для субъективности. Это, в сущности, ручная работа – интерпретация одного спектра может занять несколько дней. Конечно, накопление опыта работы с достаточно однородной коллекцией значительно упрощает работу и позволяет подобрать области изменения тех или иных параметров. Можно зафиксировать большинство параметров и искать лишь небольшое количество, а также измерять кривую с заранее определенной степенью детальности. Этот способ линеаризации задачи был успешно использован и показана его высокая эффективность [10].

Возможность получения полной петли гистерезиса одновременно по остаточной и индуктивной намагниченностям позволяет получить множество важных и интересных параметров, в том числе – кривую нормального остаточного перемагничивания, по которой определяют коэрцитивную силу остаточной намагниченности (V_{cr}). На рис. 1А показан пример кривых намагничивания, полученных с помощью коэрцитивного спектрометра (обр. 1030, о.Нарочь). Кривые намагничивания и перемагничивания показаны на рис. 1Б. Амплитуда кривой перемагничивания обычно в ~ 2 раза больше амплитуды кривой остаточного намагничивания, исключая некоторые случаи. Поэтому, чтобы привести кривую перемагничивания к виду удобному для визуального сопоставления мы вычитаем из кривой перемагничивания кривую намагничивания (рис. 1В). Полученная разностная кривая перемагничивания очень похожа на кривую намагничивания, но заметно «мягче» (рис. 1В). Спектры кривой нормального остаточного намагничивания и разностной кривой остаточного перемагничивания (рис. 1Г) это хорошо демонстрируют. Очевидно, что полное совпадение спектров намагничивания и перемагничивания может быть только в случае наличия в образце только однодоменных не взаимодействующих друг с другом зерен. Обычно такого не наблюдается даже в случае присутствия в образце только однодоменных зерен, слабое взаимодействие приводит к смещению максимумов спектров намагничивания и перемагничивания. Тем не менее, мы проводили анализ и разложение обоих спектров. Мы полагали, что если положение максимума спектра одной и той же компоненты, полученной по обоим спектрам совпадает (или очень близко) можно с большой долей уверенности утверждать, что компонента представлена ансамблем невзаимодействующих (слабовзаимодействующих) однодоменных зерен. И наоборот, если максимумы спектров сильно отличаются – вероят-

но, что ансамбль представлен многодоменными зернами. Сравнение этих спектров можно использовать как очень простой и надежный способ оценки доменной структуры зерен [8]. Иногда сопоставление этих двух спектров также позволяет лучше увидеть компоненты, так как различное смещение максимумов компонент приводит к различной разрешенности спектров.

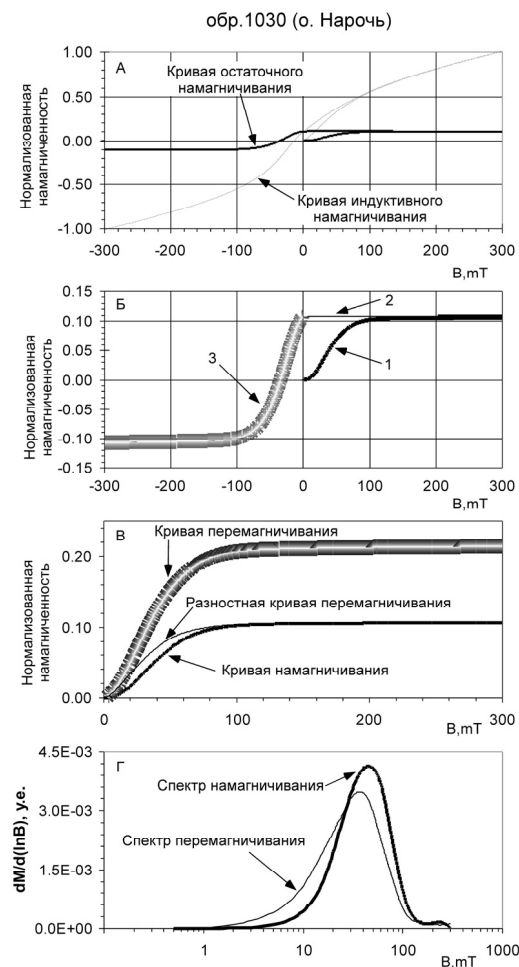


Рис. 1. Кривые изотермического (нормального) намагничивания обр. 1030 из осадков о. Нарочь. А – кривые индуктивного (тонкая линия) и остаточного намагничивания (толстая линия) образца. Б – отдельно показана кривая нормального остаточного намагничивания и перемагничивания, состоящая из трех частей: кривая намагничивания (1 – показана жирной линией), кривая спада поля или суперпарамагнитная кривая (2 – показана тонкой линией), кривая перемагничивания (3 – показана жирной двойной линией). В – вычитая из кривой перемагничивания (показана жирной двойной линией) кривую намагничивания (показана жирной линией) получаем разностную кривую перемагничивания (показана тонкой линией). Г – показаны спектры нормального остаточного намагничивания (показана жирной линией) и перемагничивания (показана тонкой линией).

В данной работе мы предлагаем способ разложения коэрцитивного спектра с использованием аппарата вэйвлет-разложения [6]. Одним из преимуществ данной методики является возможность автоматизации процесса отыскания параметров гауссианов, что позволяет достаточно быстро выполнить расчеты для большого количества образцов.

На рис. 2 показаны результаты обработки коэрцитивных спектров намагничивания и перемагничивания образцов донных отложений Аральского моря и озер Кандрыкуль, Свирь, Нарочь в виде зависимости местоположения максимума и

ширины спектра. Простой визуальный анализ позволяет выделить среди обнаруженных компонент по крайней мере 5 групп, по большинству из них получены средние значения положения максимума их коэрцитивного спектра (ПМКС). Очень слабомагнитные компоненты с намагниченностью менее 10^{-5} а/м были отфильтрованы при подсчете средних. Все компоненты мы назвали по аналогии с работой [10], где подобные же компоненты были выделены в результате разложения коэрцитивных спектров с использованием обобщенного гауссового распределения.

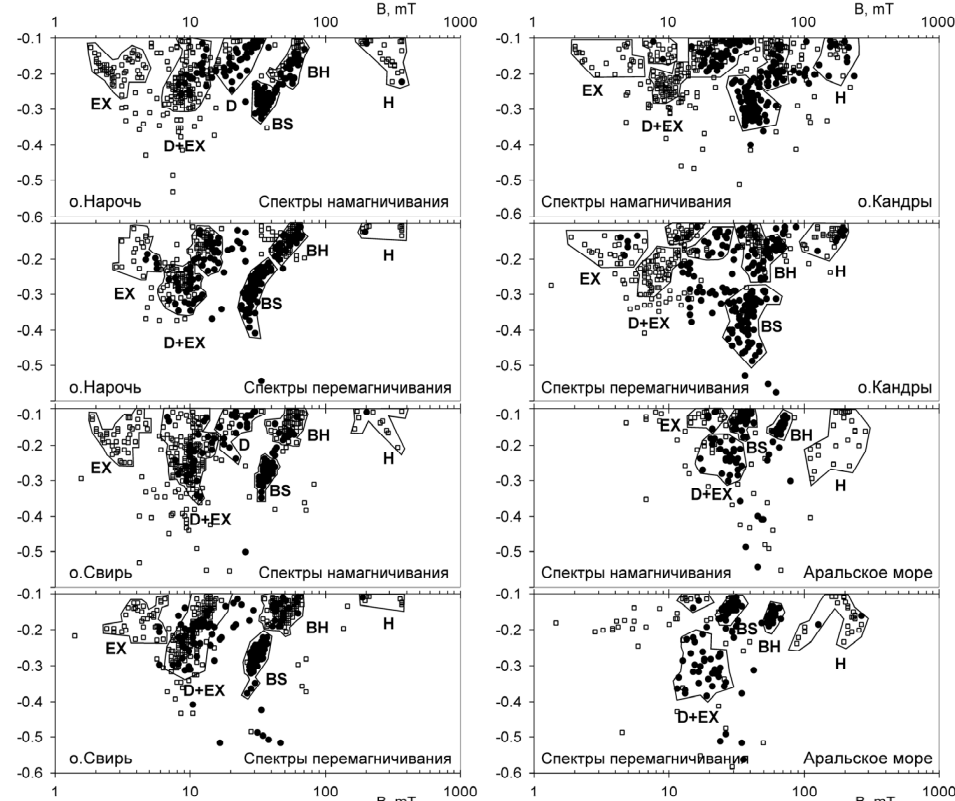


Рис. 2. Результаты обработки коэрцитивных спектров намагничивания и перемагничивания образцов донных отложений Аральского моря и озер Кандрыкуль, Свирь, Нарочь в виде зависимости местоположения максимума и ширины спектра.

1. Самая магнитожегкая группа компонент “Н” с ПМКС от 115 мТ и выше является малочисленной и обнаруживается только в ~10% образцов из всех озер, исключение составляют образцы о.Кандрыкуль. Можно отметить некоторое сходство этой компоненты в отложениях о. Нарочь, Свирь и Аральского моря – спектры компоненты располагаются достаточно далеко от ближайшей компоненты и не перекрываются с ней. Эта компонента присутствует в образцах из нижней части разреза (профундаль озер Нарочь и Свирь) или слоях с терригенным материалом (Аральское море), которые обогащены глинистыми минералами и могут содержать гематит и гидроокислы железа. Эта компонента имеет не-

сколькой другой характер в отложениях о. Кандрыкуль. Во-первых, группа образцов, обладающих этой компонентой, выделяется неплохо только по данным спектров перемагничивания. Во-вторых, многие образцы, в том числе и не содержащие заметное количество терригенного материала обладают этой компонентой. Мы считаем, что в большинстве образцов донных отложений о.Кандрыкуль эта компонента сформировалась за счет окисления магнитомягких зерен магнетита и грейгита в процессе хранения образцов.

2. Группа компонент “ВН”, ПМКС которой обнаруживается в диапазоне ~45-72.5 мТ на спектрах намагничивания и в диапазоне ~36-72.4 мТ на спектрах перемагничивания. Средние значения ПМКС компонент для различных озер достаточно близки – от ~55 мТ до ~68.9 мТ. Различия ПМКС на спектрах намагничивания и перемагничивания составляют от ~3.2 до ~10.5 мТ. Это свидетельствует о наличии существенного магнитостатического взаимодействия между зёрнами данной компоненты. Похожая компонента, обнаруженная в работе [10], имеет максимум спектра в области ~60-80 мТ.

3. Компонента “BS”, ПМКС располагается в диапазоне ~23-47 мТ на спектрах намагничивания и в диапазоне ~21-45.4 мТ на спектрах перемагничивания. Средние значения ПМКС компонент для различных озер достаточно близки – от ~34.3 мТ до ~40.9 мТ. Различия ПМКС намагничивания и перемагничивания составляют от ~4.3 до ~6.4 мТ. Это свидетельствует о наличии магнитостатического взаимодействия между зёрнами данной компоненты. Аналогичная компонента, обнаруженная в работе [10] имеет максимум в области ~40-50 мТ.

4. Следующая группа компонент очень хорошо прослеживается в образцах о.Нарочь и Свирь по спектрам нормального намагничивания в интервале полей ~6-16 мТ, а в спектрах перемагничивания практически не смещается. Среднее ПМКС компонент составляют ~11.6 и ~10.3 мТ в образцах о. Нарочь и Свирь соответственно. В образцах о. Кандрыкуль среднее ПМКС этой компоненты составляет ~24.1 мТ и она имеет очень большую амплитуду. В образцах Аральского моря эта группа практически сливается с предыдущей, а среднее ПМКС составляет ~20.3 мТ. Различия ПМКС намагничивания и перемагничивания составляет в среднем до ~6.2 мТ. Мы назвали эту группу компонент “D+EX” по аналогии с [10].

5. Мы еще выделили малочисленную группу компонент, самую магнитомягкую и слабомагнитную в области полей менее ~8-9 мТ. Вероятно, что эти компоненты представлены очень мелкими, практически суперпарамагнитными зёрнами биологически индуцированных магнитных минералов (магнетит, грейгит и продукты их окисления).

Таким образом, можно полагать, что в целом структура коэрцитивных спектров исследованных образцов отложений современных озер достаточно однотипна. Величины ПМКС групп компонент “ВН” и “BS”, обнаруженные в данной работе несколько меньше аналогичных полученных ранее по отложениям других современных озер [10]. Видимо, точные значения ПМКС не являются диагностическим признаком наличия остатков магнитотактических бактерий в осадках. Но если в образцах отложений современных озер одновременно наблюдаются две группы компонент с ПМКС в диапазонах ~45-85 мТ и ~25-55 мТ, то можно с

большой уверенностью предположить наличие в образцах остатков магнитосом. Действительно, одновременно в бассейне могут успешно существовать несколько типов магнитотактических бактерий [3].

Заключение

1. Вэйлет-разложение коэрцитивных спектров на компоненты с гауссовой формой спектра является хорошим инструментом для выявления в осадках современных озер магнитных ансамблей различного происхождения.

2. Применение указанного инструмента для исследования образцов донных отложений озер Нарочь, Свирь, Кандрыкуль и Аральского моря позволило обнаружить целый ряд компонент, которые могут быть идентифицированы с реальными магнитными фракциями, содержащимися в осадках.

Работа выполнена при поддержке гранта Минобрнауки «Развитие научного потенциала высшей школы (2009-2010 годы)», проект 6286

1. Evans M., Heller F. Environmental Magnetism. Principles and Applications of Enviromagnetics. San Diego: Academic Press. 2003. 299 p.
2. Fortin D.T., Langley S. Formation and occurrence of biogenic iron-rich minerals // Earth-Science Reviews. 2005. V.72. P.1 –19.
3. Kopp Robert E., Joseph L. Kirschvink. The identification and biogeochemical interpretation of fossil magnetotactic bacteria // Earth-Science Reviews.2008. V.86. P.42–61.
4. Moskowitz B.M., Frankel R.B., Bazylinski D.A. Rock magnetic criteria for the detection of biogenic magnetite // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V.120. P. 283–300.
5. Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. Казань: Изд-во КГУ. 1986. 167с.
6. Утёмов Э.В., Нургалиев Д.К. Естественные вейлет-преобразования гравиметрических данных: теория и приложения // Физика Земли. 2005. N4. С. 88-96.
7. Nourgaliev D.K., Heller F., Borisov A.S., Hajdas I., Bonani G., Iassonov P.G., Oberhaensli H. Very high resolution paleosecular variation record for the last 1200 years from the Aral Sea // Geophys. Research Letters. 2003. 30, 17, 1914. doi:10.1029/2003GL018145.
8. Nourgaliev D.K., Yasonov P.G., Kosareva L.R., Kazanskii A.Yu., Fedotov A.P. The origin of magnetic minerals in the Lake Khubsugul sediments (Mongolia) // Russian Journal of Earth Sciences. 2005. v.7, 3. P. 1-6.
9. Шолто Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра. 1977. 182 с.
10. Egli R. Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 2. Fundamental properties of coercivity distributions // Phys. Chem. Earth. 2004a.29. P. 851–867

ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПОЗДНЕМ МЕЗОПРОТЕРОЗОЕ

В.Э. Павлов

Институт физики Земли РАН, Москва, (pavlov-home@rambler.ru)

Статистические модели вековых вариаций могут явиться важным инструментом при изучении геомагнитного поля и его эволюции, а также при тестировании надежности палеомагнитных данных. Как было показано недавно в работе [7], такие модели могут быть справедливы не только для последних 5 млн лет (по данным, для которых, они получены – см. [6]), но и для значительно более удаленных интервалов геологического времени, в том числе и для позднего мезопротерозоя [7]. Важным условием использования и проверки этих моделей является наличие достаточного большего (более сотни) числа измерений (палеомагнитных направлений), относящихся к не перекрывающимся моментам времени исследуемого временного интервала. Именно такие данные обычно получают при детальном магнитостратиграфическом исследовании, поэтому тестирование таких данных против той или иной статистической модели вековых вариаций может в перспективе стать одной из стандартных процедур при магнитостратиграфических исследованиях.

Авторы наиболее современной модели ТК03 [6] утверждают, что их модель выбрала в себя лучшее из ранее предлагавшихся моделей [5; 4; 2] и, в то же время, не содержит ряд присущих им недостатков. Более того, авторы предлагают простой параметр, для проверки соответствия наблюдаемого распределения, данной модели. Этот параметром является соотношение E/I – отношение вытянутости распределения к среднему наклонению. Вытянутость (elongation) рассчитывается как отношение собственных значений ориентационной матрицы τ_2/τ_3 , где $\tau_1 > \tau_2 > \tau_3$ [1]. Из предложенной модели следует, что параметр E/I представляет собой простую функцию широты (наклонения) места наблюдения и убывает от значений около 3.0 у экватора до 1.0 у полюса.

Не вдаваясь в вопрос о границах применимости модели ТК03 (этому будет посвящена следующая наша работа), рассмотрим в какой мере этой модели соответствуют данные, полученные при детальном магнитостратиграфическом исследовании малгинской свиты Учуро-Майского района. Возраст этой свиты в настоящее время оценивается как ~1040 Ма (см. обзор в [8]). На рис. 1 приведены распределения, полученные для “магнетитовой” и “гематитовой” составляющих выделенного палеомагнитного сигнала [8].

Расчетные значения параметра E/I и их 95%-ые доверительные интервалы нанесены на график зависимости $E/I = f(I)$, рассчитанный для дипольной ТК03 модели. Как видно из рис. 1, данные, полученные по “магнетитовой” компоненте, хорошо согласуются с моделью, тогда как “гематитовое” распределение, значительно от нее отклоняется. “Магнетитовые” направления вытянуты в направлении юг-север, что отлично согласуется с моделью. При этом “гематитовые” направления вытянуты по оси восток-запад, что согласно [6], указывает на возможность занижения наклонения в этом распределении. Этот результат поддерживает нашу интерпретацию [8], согласно которой “гематитовая” компонента записала

магнитное поле времени образования исследуемых пород с занижением наклонения.

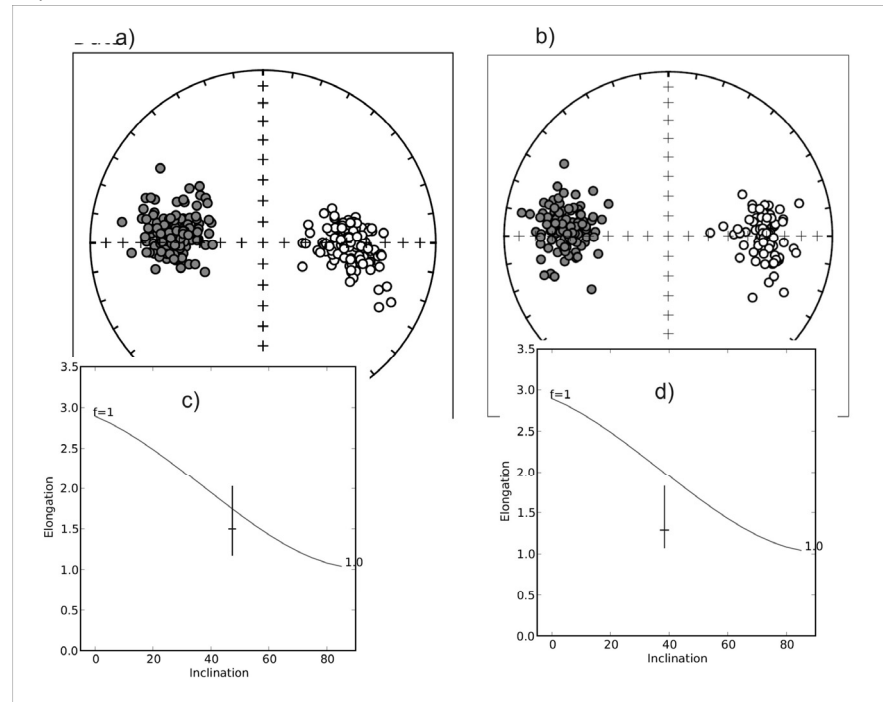


Рис. 1. Распределение “магнетитовой” и “гематитовой” компонент (а, б) и сравнение соответствующих параметров E/I с моделью ТК03 (с, д)

Палеомагнитный результат, полученный по малгинской свите, обладает высокой степенью надежности [3; 8]. Поэтому его согласованность с моделью Tauxe & Kent [6], можно рассматривать как еще один сильный аргумент в пользу справедливости этой модели для позднего мезопротерозоя.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 07-05-00880

1. Bingham, C. 1964. Distributions on the sphere and on the projective plane. Ph.D. Thesis. Yale University.
2. Constable, C., and C. Johnson. Anisotropic paleosecular variation models: Implications for geomagnetic field observables, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 115, 35–51, 1999.
3. Gallet, Y., V. Pavlov, M. Semikhatov, and P. Petrov. 2000. Late Mesoproterozoic magnetostratigraphic results from Siberia: Paleogeographic implications and magnetic field behavior, *J. Geophys. Res.*, 105, 16,481-16,499.
4. Quidelleur, X., J. P. Valet, V. Courtillot, & G. Hulot. Longterm geometry of the geomagnetic field for the last five million years: An updated secular variation database, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 1639–1642, 1994.
5. McElhinny, M.W., & R.T. Merrill. Geomagnetic secular variation over the past 5 m.y., *Rev. Geophys.*, 13, 687–708, 1975.
6. Tauxe, L. & Kent, D.V. 2004. A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: Was the ancient magnetic field dipolar?, in e. a. Channell, J.E.T., ed., ‘Timescales of the Paleomagnetic field’, Vol. 145, American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 101–116.
7. Tauxe, L., and K.P. Kodama. 2009. Paleosecular variation models for ancient times: Clues from Keweenaw lava flows, *Phys. Earth Planet. Int.*, 177, 31–45, doi:10.1016/j.pepi.2009.07.006.
8. Pavlov V. & Y. Gallet. Variations in geomagnetic reversal frequency during the Earth’s Middle Age. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems (G3)*, 2010 – in press.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ УЛКАНСКОГО ПРОГИБА (ЮГО-ВОСТОК АЛДАНО-СТАНОВОЙ ПРОВИНЦИИ)

А.Ю. Песков¹, А.Н. Диденко^{1,2}, В.А. Гурьянов¹, А.Н. Пересторонин¹,
Е.В. Бибикина³, Т.И. Кирилова³, М.М. Фугзан³

¹Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск, (lesha-ogr-31@mail.ru);

²Геологический институт РАН, Москва;

³Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва

Восстановление эволюции любого регионального тектонического элемента, каким является Сибирский кратон, – задача не всегда однозначно решаемая, так как за время своего существования крупные фрагменты земной коры обычно претерпевают неоднократную переработку, что создает трудности при реконструкции последовательности геологических процессов. Особое значение приобретает изучение комплексов-индикаторов, особенности состава и возраст которых позволяют, соответственно, восстановить геодинамическую обстановку и оценить время их формирования. Для юго-восточной части кратона одним из его структурных элементов, содержащим такие комплексы, является Улканский прогиб. На юге он ограничен Джугджурским поднятием, на северо-западе и севере – перекрыт вулканогенно-терригенными образованиями Учурской впадины, а на востоке – меловыми эффузивами. Прогиб выполнен (рис. 1) осадочно-вулканогенной толщей верхнего карелия, являющейся стратотипом не только для Алдано-Становой провинции, но и для всей Восточной Сибири и Дальнего Востока и выделяющейся в региональной шкале как улканий [3]. Образования улканской серии перекрыты нижнерифейскими отложениями платформенного чехла и залегают с резким угловым несогласием на метаморфических породах Алдано-Станового щита и коре их выветривания, маркируя, таким образом, верхнее время окончательной консолидации кристаллического фундамента Сибирской платформы.

В пределах Улканского прогиба выделяются три вулканоплутонических комплекса [1; 4; 6], в составе которых в целом существенное место занимают гранитоиды и родственные им кислые интрузивные породы: 1) улканский – преимущественно габбровый, трахибазальтовый, гранитоиды в незначительном количестве представлены субщелочными лейкогранитами и сиенитами; 2) элгэтэйский – преимущественно базальт-трахириолитовый, гранитоиды и родственные им породы представлены субщелочными гранит-порфирами и сиенитами; 3) улканский, с наиболее широким представительством гранитоидов. Последние в улканском комплексе подразделяются на три фазы следующего состава: 1) субщелочные граниты и лейкограниты биотитовые крупно- и среднезернистые, кварцевые сиениты, кварцевые монцитониты, кварцевые сиенит-порфиры и субщелочные лейкогранит-порфиры, сиениты и монцитониты; 2) субщелочные лейкограниты биотитовые мелкозернистые; 3) щелочные граниты и кварцевые сиениты рибекитовые, эгирин-рибекитовые с астрофиллитом; гидротермалиты, дайки и пегматитовые жилы. Для гранитоидов Улканского массива в последние годы получены разными методами следующие данные по изотопному возрасту [4]: 1 фаза – 1721 млн. лет (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr); 2 фаза –

1715, 1716 млн. лет (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr); 3 фаза – 1690, 1676 млн. лет (U-Pb) и 1703 млн. лет (Sm-Nd).

К настоящему времени мы проанализировали граниты всех фаз Улканского комплекса и трахидациты элгэтэйской свиты. На дискриминационных диаграммах Yb-Th/Ta и Th/Hf-Ta/Hf (рис. 2а, 2б) все фигуративные точки анализов трахидацитов элгэтэйской свиты лежат в поле активной континентальной окраины, что позволяет нам предполагать их образование в условиях активной континентальной окраины Андского типа.

Согласно классификации [9], гранитоиды всех комплексов относятся к железистым ($FeO^*/(FeO^*+MgO) > 0.8$) и являются щелочными и щелочно-известковыми образованиями. На классификационной диаграмме Дж. Вейлина [10] фигуративные точки анализов всех исследованных гранитоидов располагаются в поле гранитов А-типа (рис. 2г). Это может свидетельствовать, что геодинамическая обстановка в момент их выплавки могла быть как внутриплитной [4], так и постколлизивной.

Более сложное распределение фигуративных точек анализов гранитоидов отмечается на дискриминационной диаграмме (Batchelor, Bowden) [8] (рис. 2в). Область распространения фигуративных точек химических анализов гранитоидов занимает широкую область, вытянутую вдоль оси абсцисс с небольшим отрицательным наклоном, от полей анорогенных и позднеорогенных гранитоидов до поля посторогенных с небольшим перекрытием поля синколлизивных гранитоидов.

Как было указано выше, возраст гранитоидов Улканского прогиба исследовался и до нас, и в частности А.М. Ларин определил возраст гранитов 3-й фазы как 1703 млн. лет. По нашим данным, возраст гранитов 1-й и 3-й фазы оценивается в 1730 млн. лет (рис. 3а) и 1725 млн. лет (рис. 3б), соответственно (U/Pb по цирконам, метод изотопного разбавления – ГЕОХИ РАН). Таким образом, можно заключить, что образование гранитоидов всех 3-х фаз генерации Улканского комплекса приходится на интервал времени 1730 – 1725 млн. лет.

К настоящему времени проведена детальная температурная магнитная чистка до температуры 580-640° С для рекогносцировочной коллекции образцов трахидацитов элгэтэйской свиты и гранитоидов Улканского комплекса. Поведение NRM отличается достаточной сложностью, обычно выделяется не менее 2 палеомагнитных компонент. В качестве примера приведем результаты температурной магнитной чистки 2-х образцов трахидацитов (рис. 4а – прямая полярность, рис. 4б – обратная полярность) и 2-х образцов гранитов Улканского комплекса (рис. 4в, 4г) на диаграммах Зийдервельда [Zijderveld, 1967].

У образцов трахидацитов элгэтэйской свиты из сайтов D08/12 и D08/14 (рис. 4а, 4б) выделяются две или три компоненты. Среднетемпературная компонента представляет, на наш взгляд, наложение современной компоненты геомагнитного поля и вторичной, метакронной компоненты. Эта компонента представлена в большинстве образцов. Высокотемпературная компонента выделяется в диапазоне температур от 540 до 640°С и образует две совокупности с прямой (Dec=307.4°, Inc=-42.4°) и обратной (Dec=127.9°, Inc=43.4°) полярностью (положительный тест обращения в древней системе координат).

У части образцов гранитоидов Улканского комплекса (сайт D08/3, D08/7) на

диаграммах Зийдервельда выделяются одна или две компоненты намагниченности (рис. 4в, 4г). Высокотемпературная компонента ($Dec=60.8^\circ$, $Inc=48.4^\circ$) выделяется в диапазоне температур от 400 до 580° С. Большая часть диаграмм Зийдервельда, полученных в ходе термочистки образцов гранитоидов, интерпретировать невозможно из-за хаотического поведения NRM в ходе термического размагничивания.

Направление высокотемпературной компоненты намагниченности гранитов в современной системе координат (полагаем, что вращений вокруг горизонтальной оси после внедрения гранитоидов Улканский массив вместе с Сибирским кратоном не испытывал), как упоминалось выше, составляет $Dec=60.8^\circ$, $Inc=48.4^\circ$ ($K=5.6$, $\alpha_{95}=10.3$), что соответствует палеомагнитному полюсу с координатами $Plat=-47.4^\circ$, $Plong=64.4^\circ$ ($d_p=8.8^\circ$, $d_m=13.5^\circ$), который близок (при учете поправки за разворот Алдано-Становой провинции Сибирской кратона относительно Ангаро-Анабарской в среднем палеозое [9]) палеомагнитному полюсу на ~1730 Ма, полученному по кузеевитам (гранитоидам) Ангаро-Канского выступа [2].

Более надежный в методическом отношении палеомагнитный полюс получен для высокотемпературной компоненты намагниченности трахидацитов элгэтэйской свиты: положительный тест обращения и большая сходимость единичных векторов в древней системе координат. Направление этой компоненты составляет $Dec=307.6^\circ$, $Inc=-42.9^\circ$ ($K=48.1$, $\alpha_{95}=4.4$), что соответствует палеомагнитному полюсу с координатами $Plat=-8.6^\circ$, $Plong=11.9^\circ$ ($d_p=3.4^\circ$ и $d_m=5.4^\circ$). Положение этого полюса, даже с учетом поправки за разворот Алдано-Становой провинции Сибирской кратона относительно Ангаро-Анабарской в среднем палеозое, существенно отличается от координат палеомагнитных полюсов Ангаро-Анабарской провинции Сибирского кратона в интервале 1675-1860 Ма [2].

По результатам настоящей работы можно сделать следующие выводы: 1) граниты Улканского комплекса формировались в анорогенных условиях с 1730 по 1725 млн. лет тому назад; 2) трахидациты элгэтэйской свиты формировались в условиях активной континентальной окраины; 3) граниты Улканского комплекса и трахидациты элгэтэйской свиты сохранили древнюю остаточную намагниченность, по которой можно восстановить абсолютную позицию блока во второй половине палеопротерозоя; 4) на время образования гранитоидов Улканского комплекса (1725-1730 млн. лет) прогиб был тектонически когерентен с Сибирским кратоном (являлся его частью).

Работа выполнена в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект № 09-1-ОНЗ-10), при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00223а) и ДВО РАН (проект № 09-III-B-08-481)

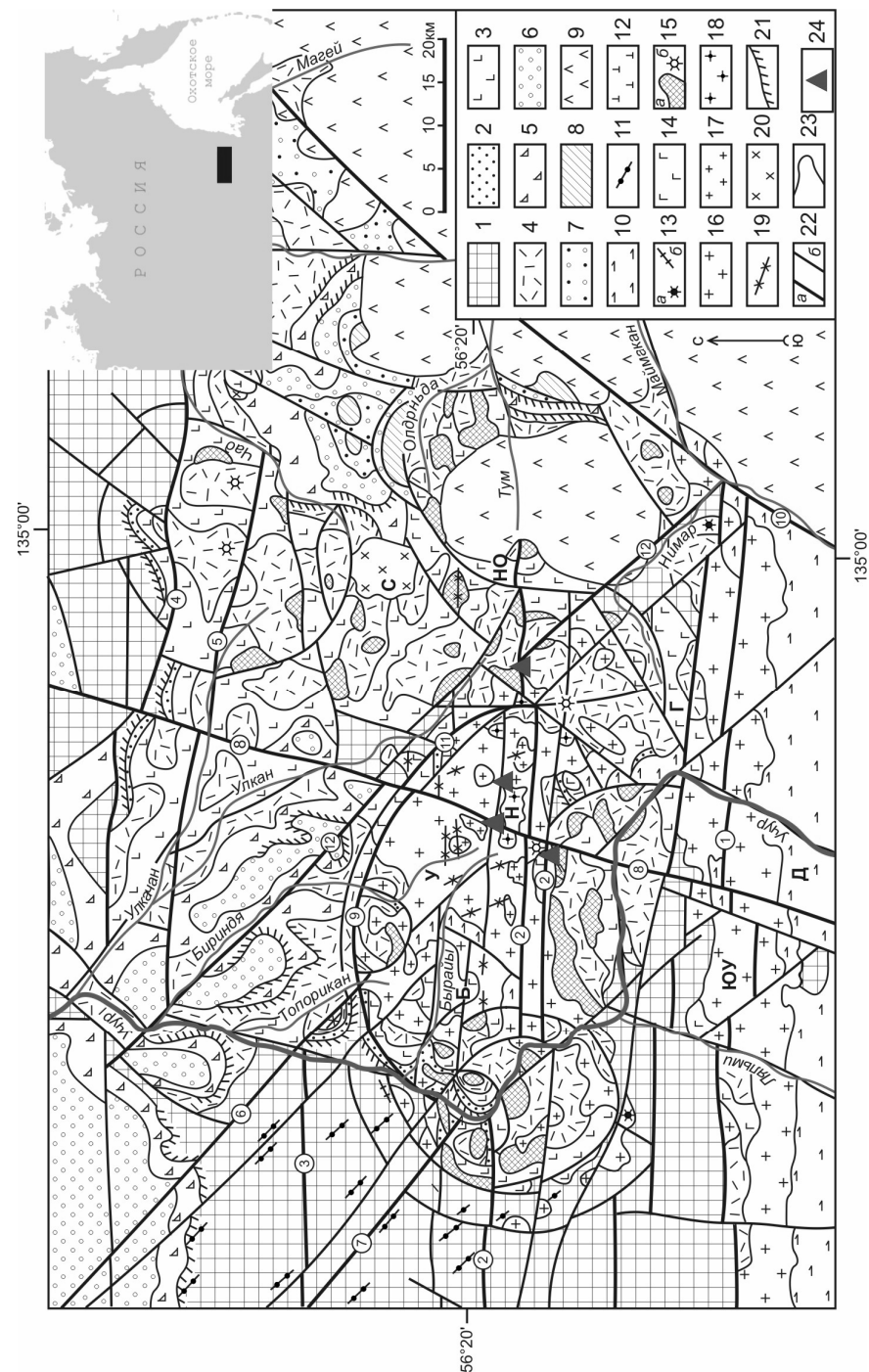


Рис. 1. Геологическая схема Улканского прогиба. 1 – кристаллический фундамент щита; 2-4 –

улканская серия нижнего протерозоя: 2 – топориканская, 3 – улкачанская, 4 – элгэтэйская свиты; 5-6 – уянская серия (5 – бириндинская, 6 – конкулинская свиты), 7 – учурская серия (гонамская свита); 8 – венд-нижний кембрий (усть-юдомская и пестроцветная свиты); 9 – меловые вулканиты; 10 – архейские анортозиты древнеджугджурского комплекса; 11-19 – раннепротерозойские интрузии: 11 – дайки габброидов в кристаллическом фундаменте щита, 12 – дуниты и клинопироксениты кондерского комплекса, 13 – экструзии (а) и дайки (б) трахибазальтов улкачанского комплекса, 14 – габбродиабазы гекунданского комплекса, 15 – субвулканические (а) и экструзивно-жерловые (б) образования элгэтэйского базальт-трахириолитового комплекса, 16-18 – гранитоиды улканского комплекса (16 – субщелочные лейкограниты и граниты, кварцевые сиениты, монзониты и сиениты первой фазы; 17 – субщелочные лейкограниты второй фазы, 18 – щелочные граниты и кварцевые сиениты третьей фазы), 19 – дайки габбродиабазов маймаканского комплекса; 20 – меловые гранитоиды; 21 – коры выветривания; 22 – разрывные нарушения: главные (а), прочие (б); 23 – геологические границы; 24 – точки опробования 2008 г. Главные разломы (цифры в кружках): 1 – Южноучурский, 2 – Североучурский, 3 – Гарындинский, 4 – Чадский, 5 – Улкачанский, 6 – Топориканский, 7 – Учур-Элгэтэйский, 8 – Ныгваганский, 9 – Бириндинский, 10 – Маймаканский, 11 – Улкано-Бириндинский, 12 – Нимарский. Интрузивные массивы. Архейские: Д – Древнеджугджурский; раннепротерозойские: Г – Гекунданский, НО – Нимаро-Олдоньдонский, Б – Бырайынский, ЮУ – Южноучурский, У – Улканский, Н – Ныгваганский, Ч – Чадский; меловые: С – Секталийский

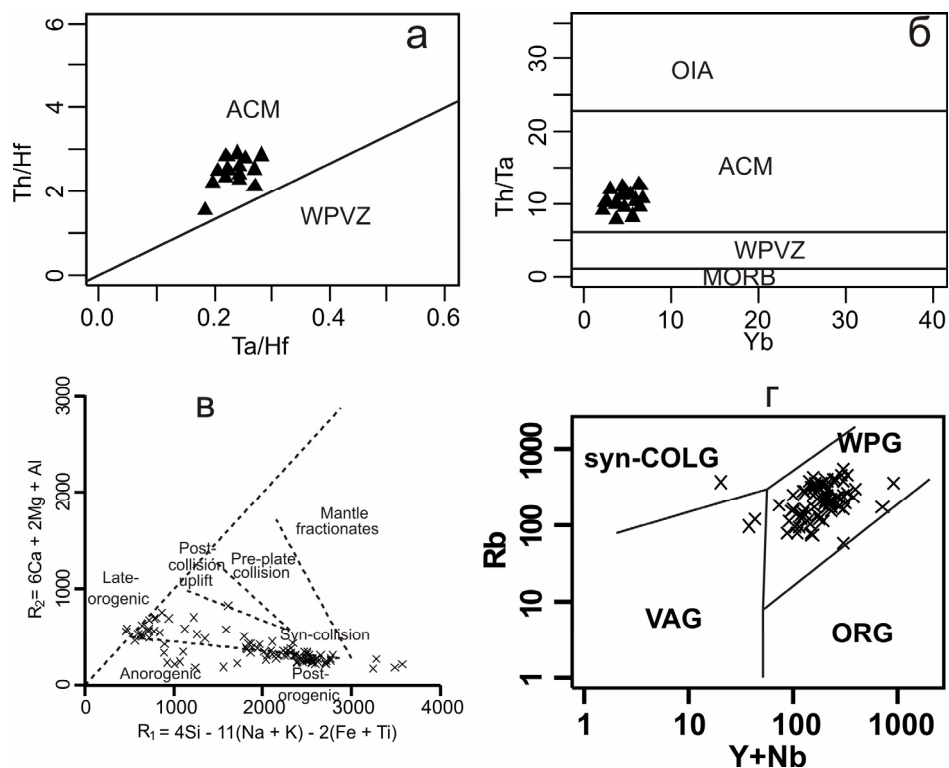


Рис. 2. Распределение фигуративных точек анализов: а - трахидацитов элгэтэйской свиты на дискриминационных диаграммах $Yb-th/ta$ и $th/hf-ta/hf$ [Ichandl, Porton, 2002]. Поля на диаграммах: ACM – активные континентальные окраины, WPVZ – внутриплитные вулканические зоны, OIA – океанические островные дуги, MORB – срединно-океанические хребты; б - гранитоидов Улканского массива на дискриминантной диаграмме $(Zr+Nb+Ce+Y)-FeO^*/MgO$ (Whalen et al., 1987).

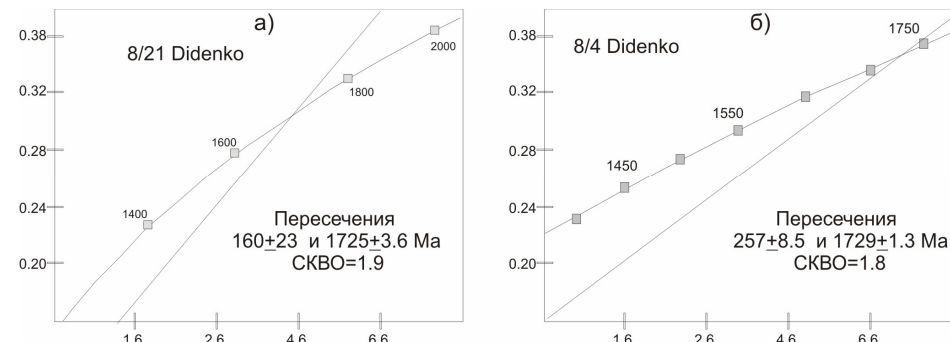


Рис. 3. Новые геохронологические данные по гранитам Улканского комплекса. а – граниты 3-й фазы, б – граниты 1-й фазы.

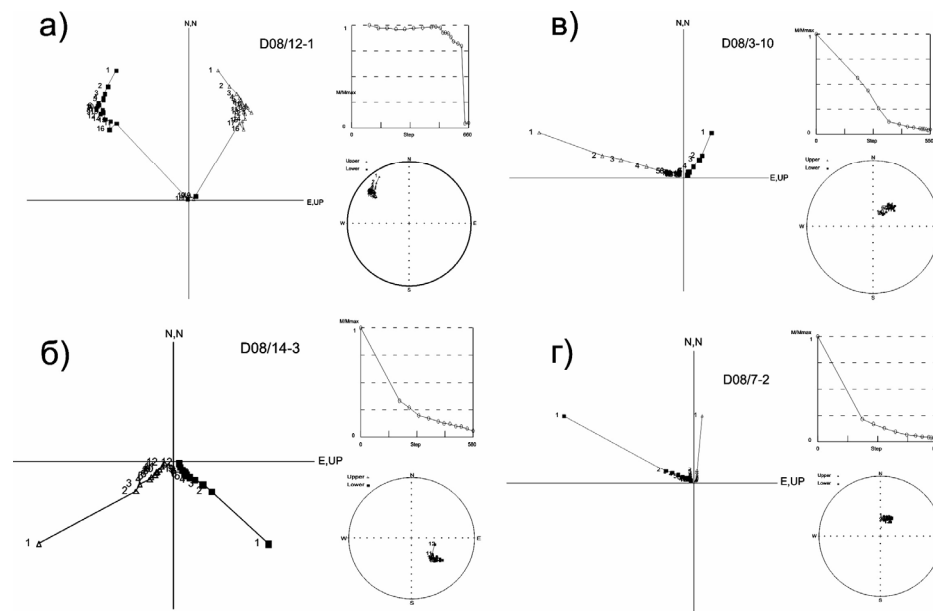


Рис. 4. Примеры температурной магнитной чистки: а, б – трахидацитов элгэтэйской свиты; в, г – гранитов Улканского комплекса.

ЧТО ОТРАЖЕНО НА ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ЗАПИСИ ПОРОД РАЗРЕЗА КАРАДЖА?

О.В. Пилипенко¹, В.М. Трубихин², З.В. Шаронова¹

¹Институт физики Земли РАН, Москва, (pilipenko@ifz.ru);

²Геологический институт РАН, Москва

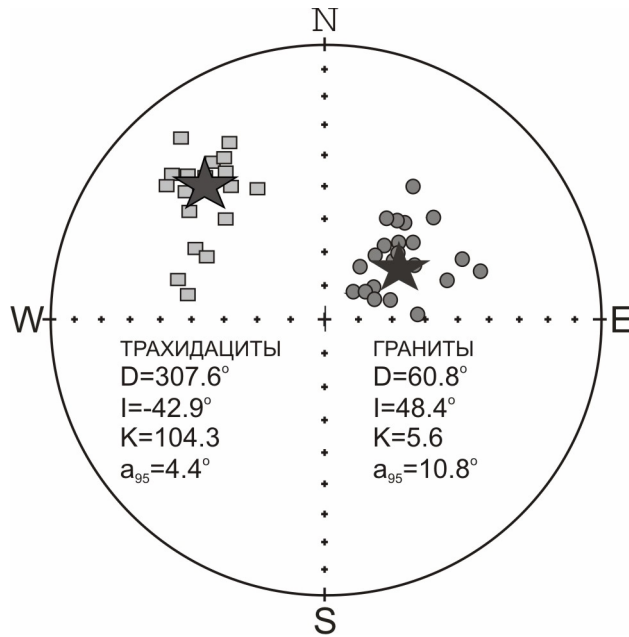


Рис. 5. Положение векторов высокотемпературной компоненты намагниченности трахиацитов элгэтейской свиты и гранитов Улканского комплекса.

1. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
2. Диденко А.Н., Козаков И.К., Дворова А.В. Палеомагнетизм гранитов Ангаро-Канского выступа фундамента Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. №1. С. 72-78.
3. Карсаков Л.П., Бибилова Е.В. и др. Региональная стратиграфическая схема нижнего докембрия Алдано-Станового региона (Состояние и проблемы) // Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Уфа: УрО АН СССР, 1990. С. 17-21.
4. Ларин А.М. Рапакивигранитсодержащие магматические ассоциации: геологическое положение, возраст, источники / Автореферат диссертации доктора геол. - мин. наук. М.: ИЕМ РАН, 2008. 47 с.
5. Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Науч. ред. Е.В. Складов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.
6. Недашковский П.Г., Ленников А.М. Петрология и геохимия алданских рапакиви. М.: Наука, 1991. 134 с.
7. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3-21.
8. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using muticationic parameters // Chemical Geology. 1985. V. 48. P. 43-55.
9. Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar-Angara blocks // Earth and Planetary Sci. Lett., 2008, v. 276, p. 229-242.
10. Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // Contributions to mineralogy and petrology. 1987. V. 95. P. 407-419.

Различия условий формирования пород не могут не отразиться на свойствах содержащихся в них магнитных минералов. Настоящая работа посвящена изучению петромагнитных характеристик отложений высокой морской террасы разреза Караджа, отвечающей так называемой “великой” хвалынской трансгрессии Палеокаспия и изучению связи петромагнитных характеристик с условиями образования отложений.

Разрез Караджа расположен на берегу Мингечаурского водохранилища в двух километрах восточнее города Мингечаур, Азербайджан. Разрез Караджа является классическим и неоднократно подвергался различного рода исследованиям [1–3].

Плейстоценовые трансгрессии Палеокаспия носили гляцеозвстатический характер. В периоды похолоданий воды мирового океана мобилизовывались в ледники, и уровень моря падал (регрессия). В периоды потеплений ледники деградировали, что приводило к повышению уровня моря (трансгрессия). Периоды трансгрессии и регрессии моря отразились в двухчленном строении террасы. Образовались две пачки, отвечающие трансгрессии Палеокаспия, разделенные пачкой продолжительной фазы регрессии (слой 15, рис.) и соответствующей похолоданию между двумя фазами потепления. Низ террасы, над базальным горизонтом конгломератов сложен морскими отложениями (карбонатными алевролитами). Второй более поздний этап трансгрессии представлен субаэральными отложениями (песчаные алевролиты и супеси). Они разделены слоем песков с линзами галек и гравия, соответствующим продолжительному понижению уровня моря.

В ходе экспедиционных работ образцы верхней морской террасы были непрерывно отобраны из двух свежее расчищенных вертикальных стенок разреза. Образцы песков не отбирались. Мощность изученных отложений террасы ~12 м.

Плейстоценовая трансгрессия Черного моря также носит гляцеозвстатический характер и должна быть синхронна плейстоценовой трансгрессии Палеокаспия. Подстилающие хвалынь позднехазарские отложения каспийского бассейна синхронны карангатским отложениям Черного моря по фауне моллюсков. В карангатских отложениях Черного моря имеются радиоизотопные датировки, которые дают возраст ~45 тыс. лет (5 изотопно-кислородная стадия), [4]. Помимо этого в Черноморском бассейне между карангатскими отложениями и отложениями, отвечающими внутривалдайскому интерстадиалу, наблюдается угловое несогласие, вызванное тектонической активностью. Подобное несогласие, только более резко выраженное, наблюдается и в подошве морской террасы разреза Караджа, подтверждая тем самым оценку возраста ее подошвы ~45 тыс. лет.

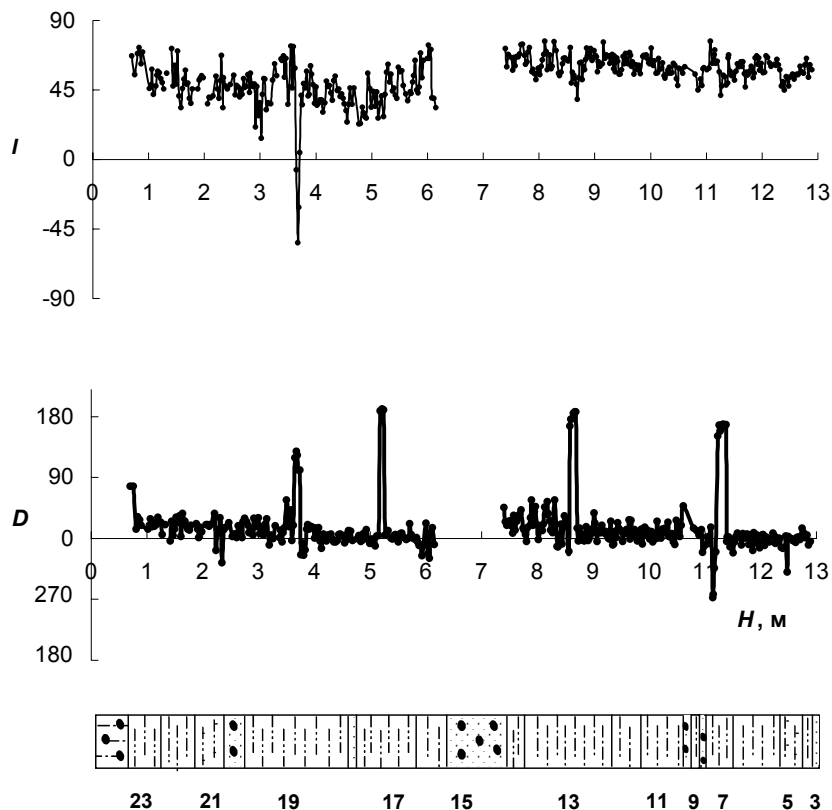


Рис.

Кровля отложений верхней террасы совпадает с регрессией Палеокаспия в конце среднего Валдая, соответствующего 3-ей изотопно-кислородной стадии и, соответственно, имеет возраст 18-20 тыс. лет.

Изучение состава присутствующих в породах магнитных минералов производилось двумя методами термомагнитного анализа:

Термомагнитный анализ по остаточной намагниченности выполнен на 35 образцах пилотной коллекции с разных стратиграфических уровней разреза. На кривых зависимости остаточной намагниченности от температуры $IRM(T)$ в основном выделяются две блокирующие температуры $\sim 220-300^\circ\text{C}$ и $\sim 650-670^\circ\text{C}$.

2) Для разделения спектров блокирующих температур высоко- и низкокоэрцитивных минералов выполнен термомагнитный анализ по методике В. Лаури [5] на 34 образцах пилотной коллекции. На всех рисунках график низкокоэрцитивной компоненты, соответствующий намагничиванию в поле 0.2 Тл, проходит много выше высококоэрцитивной. На кривых низкокоэрцитивной компоненты выделяются температуры блокирования $300-400^\circ\text{C}$ и $580-620^\circ\text{C}$, соответствующие маггемиту, магнетиту и окисленному магнетиту. Высококоэрцитивная ком-

понента полностью разрушается в интервале температур $675-700^\circ\text{C}$ и является гематитом.

Таким образом, разные способы термомагнитного анализа показали, что основными носителями намагниченности в изученных породах являются магнетит, маггемит и гематит.

Ступенчатое изотермическое намагничивание образцов в постоянном поле вплоть до 1.5 Тл показало, что в большинстве образцов 90% намагниченности приобретает в поле 0.3 Тл, что характерно для магнетита или маггемита. В некоторых образцах медленный рост намагниченности продолжается до поля 1.5 Тл, и связано с присутствием в них высококоэрцитивного минерала – гематита.

Были измерены следующие стандартные магнитные параметры. На двух дублях с уровня измерены магнитная восприимчивость – К и естественная остаточная намагниченность – NRM. На одном образце с уровня были созданы и измерены остаточная намагниченность насыщения SIRM в поле 1.5 Тл, безгистерезисная остаточная намагниченность ARM в переменном поле 0.9 Тл в присутствии постоянного поля 0.05 мТл, остаточная коэрцитивная сила V_{cr} и отношение $S = IRM_{0.3T}/IRM_{1.5T}$.

Магнитная восприимчивость К неоднородна по разрезу и изменяется в ~ 15 раз. Песчаным и опесчаненным горизонтам (литологические слои 4, 6 8-10, 14, 16, 20, 23) соответствуют высокие значения К. Наличие таких песчаных и опесчаненных отложений свидетельствует о том, что в эти интервалы времени воды Палеокаспия отступали, что вело к отложению в данной области большого количества грубой обломочной фракции, в том числе и ферромагнитной.

Величины SIRM повторяют распределения К вдоль разреза. Максимальные величины SIRM наблюдаются в тех же литологических слоях, что и максимальные К. Отношения максимальных значений SIRM и К к их минимальным значениям дают грубую оценку относительного изменения концентрации зёрен магнитных минералов в ~ 15 раз.

Величина $S = IRM_{0.3T}/IRM_{1.5T}$ изменялась в широком диапазоне $-0.54 - -0.95$. Большая часть образцов разреза имеет величину $S \sim -0.9$, что свидетельствует о преобладающей доле в их составе низкокоэрцитивного минерала – маггемита или магнетита. На этом фоне существуют интервалы с низкими значениями $S - -0.5 - -0.6$ и отражает преобладание в составе этих пород высококоэрцитивного гематита. Это подтверждается измерениями величины остаточной коэрцитивной силы V_{cr} . В образцах, в которых согласно значениям $S = -0.5 - -0.6$ присутствует гематит, $V_{cr} = 60-90$ мТл. Высокие значения V_{cr} соответствуют фазам трансгрессии (5, 7, 11-12, 17, 19, 22).

Таким образом, изучаемый разрез демонстрирует закономерный характер распределения ферромагнетика в осадках. Более грубые отложения – пески и песчанистые алевролиты, соответствующие фазам регрессии и начальным фазам трансгрессии характеризуются повышенными значениями К, SIRM, ARM и пониженными значениями магнитной жесткости.

Относительное изменение размера магнитных зерен образцов в зависимости от глубины разреза оценивалось по отношениям SIRM/К, ARM/К и ARM/SIRM. Величины ARM/SIRM и ARM/К изменяются по разрезу в 3-4 раза. Для песков и опесчаненных горизонтов характеризующих стадии регрессии мо-

ря, характерны в повышенные значения отношения ARM/K и ARM/SIRM, что связано с увеличением числа мелких частиц.

Для выделения древней компоненты NRM выполнено размагничивание переменным полем. Пилотная коллекция, состоящая из 34 образцов со всех стратиграфических слоев исследуемой террасы, была подвергнута размагничиванию переменным полем в интервале 5-90 мТл. В большинстве образцов присутствует нестабильная вязкая низкокоэрцитивная компонента намагниченности, обусловленная содержанием суперпарамагнитных частиц. Обычно переменного поля величиной ~15-25 мТл было достаточно для её снятия, после чего выделялось одно направление намагниченности, идущее в ноль на диаграмме Зийдервельда, которое принималось за направление первичной характеристической намагниченности.

По результатам размагничивания был выбран интервал чистки переменным полем: оставшаяся часть коллекции по 2 дубля с 375 уровней были подвергнуты чистке в диапазоне 15-35 мТл с шагом 5 мТл, если основным носителем намагниченности были магнетит и/или маггемит. В образцах с большим процентным содержанием гематита чистка проводилась в интервале 15-60 мТл с шагом 5 мТл.

Проведение компонентного анализа по программе Р. Энкина и усреднение по уровню позволили построить кривые изменения склонения D и наклона I. Среднее направление ChRM прямой полярности близко к направлению современного поля наклонного диполя в месте отбора образцов ($D_{\text{совр}}=5.5^\circ$, $I_{\text{совр}}=59^\circ$). На фоне нормальных значений намагниченности выделяются четыре интервала аномального направления ChRM.

Для определения надежности направлений NRM была изучена анизотропия магнитной восприимчивости. Начиная с ~10 м, наблюдается ярко выраженный тренд параметра F (увеличение анизотропии до 10%), связанный с ростом плотности отложений с глубиной. Обращает на себя внимание резкое понижение параметра F в интервале глубин 8.4-8.8 м.

Изучение пространственного распределения направлений главных осей AMS показало, что в слоях 13-14, 19 и 21-23 имеет место различная степень линейной анизотропии, и в этих слоях возможно искажение направлений NRM, связанное с деформацией слоев.

Первое аномальное направление намагниченности наблюдается трех уровнях из слоя 17 песчанистого алевролита в интервале глубин 5.15-5.24 м. Аномальное направление проявляется заниженным значением наклона до 27° , которое вдвое меньше наклона магнитного диполя в месте отбора образцов, и склонением до 190° .

На песчанистый слой алевролита 7 приходится следующий аномальный горизонт. Он захватывает интервал глубин 11.14- 11.38 м и 11 уровней (низ штуфа и два нижележащих штуфа целиком). Величины D отклоняются от среднего значения до 167° .

Образцы интервалов аномального поведения поля содержали преобладающее количество высококоэрцитивного гематита. Эти образцы имели аномальное направление намагниченности, начиная с первичного измерения NRM. В процессе размагничивания, после снятия вязкой компоненты, направление не выходило на

направление поля диполя, характерного для данной широты места отбора коллекции, и образцы оставались аномальными. Таким образом, зерна гематита были образованы задолго до переноса водами рек, впадающими в Палеокаспий, и были заново переотложены и ориентированы по геомагнитному полю, существующему во время осаднения.

Принимая возраст террасы таким, как сказано выше и проводя линейную интерполяцию, получаем следующие даты для аномальных горизонтов: 5.15-5.24 м – ~29 тыс. лет и 11.14-11.38 м – ~39 тыс. лет. Несмотря на возможные ошибки определения возраста методом геологической корреляции, приближенный возраст аномальных направлений хорошо согласуется с возрастом экскурса Моно, который датируется по шкале экскурсов геомагнитного поля, как ~28-26 тыс. лет, и возраст другого аномального направления – с экскурсом Лашамп ~45-39 тыс. лет [6]. Таким образом, возможно, нам удалось получить две сильно редуцированные записи экскурсов геомагнитного поля Моно и Лашамп в единой последовательности.

Выводы

1. Выявлено закономерное изменение петромагнитных характеристик по разрезу и установлена их связь с мелкими колебаниями уровня Палеокаспия.

2. В базальной части разреза и в осадках, отражающих понижение уровня Палеокаспия, закономерно повышается общее количество магнитного минерала (параметры NRM, K, SIRM, ARM) и понижается жесткость (параметр Bcr).

3. В верхней и нижней трансгрессивных пачках отложений записаны четыре аномальных отклонения намагниченности от поля диполя в месте отбора образцов. Исследования влияния анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) на направления естественной остаточной намагниченности (NRM) показали, что только два из четырех выделенных интервалов могут действительно отражать изменение геомагнитного поля.

4. Исходя из возраста исследуемой террасы, аномальные горизонты могли бы соответствовать редуцированным записям экскурсов геомагнитного поля Моно и Лашамп.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ N08-05-00627

1. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука. 1978. С. 26.
2. Исаева М.И., Мамедова Н.Р. Палеомагнитные исследования опорных разрезов Среднекуринской депрессии (плиоцен-плейстоцен) // Известия АН Азерб. ССР. Изд. Елм: Баку. Серия «Наука о Земле». 1989. №3. С.123-127.
3. Трубихин В.М. Палеомагнитный метод и датирования региональных геологических событий Понто-Каспия. Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука. 1987. С. 150-157.
4. Dodonov, A.E. Tchepalyga A.L., Michailescu C.D. et al. Last interglacial records from Central Asia to the Northern Black Sea shoreline: stratigraphy and correlation // J. Geosci. 2000. V. 79. P. 303-311.
5. Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties // Geophys. Res. Lett. 1999. V.17. N2. P.159-162.
6. Мёрнер Н. -А., Петрова Г.Н., Пилипенко О.В., Распопов О.М. Трубихин В.М. Появление экскурсов на фоне изменений палеонапряженности и связь этого явления с климатическими и астрономическими процессами // Физика Земли. 2001. №10. С.24-32.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФЕРРИМАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ И ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗМА ШПИНЕЛЕВЫХ ПЕРИДОТИТОВ ХРЕБТА ГОРРИНДЖ

К.В. Попов¹, Б.А. Базылев², В. П. Щербаков³, А.К. Ганеев³

¹Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва;

²Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва;

³ГО «Борок» ИФЗ РАН

Хребет Горриндж расположен в восточной части Атлантического океана в пределах Азоро-Гибралтарской зоны разломов на границе Африканской и Евразийской плит. Хребет представляет собой вздёрнутый блок океанической коры нижнемелового возраста [1]. Коллекция изучаемых нами образцов была собрана с вершины горы Геттисберг в 7 и 12 рейсах нис «Витязь», а также из кернов двух скважин, пробуренных нис «Бавенит» на восточном и западном флангах горы. Коллекция представлена шпинелевыми метаморфизованными перидотитами. Определение возраста габбро, драгированных со склонов горы Геттисберг, проведённое Х. Причард К/Аг методом, показало, что возраст отдельных минеральных фаз распределяется на три конкорданные группы [1]. Старейший возраст **135 млн. лет**, установленный по первичным коричневым горнблендитам из габбро, по мнению Х. Причард, предполагает, что они кристаллизовались на северном краю Африканской плиты и дают возраст формирования горы Геттисберг. Возраст **105 млн. лет**, определённый по срезанным плагиоклазовым фельдшпатам, считается как возраст начала спрединга между Евразией и Северной Америкой к северу от Азоро – Гибралтарского разлома. К/Аг **возраст 82 млн. лет** получен из высоко деформированных плагиоклазовых фельдшпатов. Приблизительно в это время (82млн лет и 60млн. лет) происходит изменение относительного движения между Евразийской и Африканской плитами. Период 60-50 млн. лет отмечает наступление фазы медленного сжатия и субдукции Африканской плиты под Евразийскую. Последние 10 млн. лет и до сегодняшнего дня идет поднятие хр. Горриндж, установленное в ходе стратиграфических исследований осадков из скважины 120 DSDP. Как видно из приведённого выше описания, геологическая история хребта Горриндж разделена на несколько тектонических эпизодов, что неминуемо должно отразиться в магнитных характеристиках перидотитов и в тонкой структуре аномального магнитного поля над хребтом. Бонатти и Дж. Хонорек относят офиолиты хр. Горриндж к океанической коре начальной стадии раскрытия Атлантики [2]. Новые данные, полученные по образцам пород, поднятым в 16 рейсе нис «Академик Мстислав Келдыш» [3], показали, что исследуемые образцы достаточно чётко разделяются на две группы. **Первая группа** представлена изменёнными лерцолитами, пироксенитами и габбро, характеризует горизонты расслоенной серии коры Атлантического океана. **Вторая группа** ксенолитов объединяет породы, не характерные для офиолитовых комплексов. Это различные по составу гранитоиды, а также биотитсодержащие меланократовые породы. На основе исследований поднятых ксенолитов авторы статьи [3] делают заключение об их захвате базальтовым расплавом значительно выше зоны магмообразования. Присутствие в ксенолитах щелочных базальтов горы Ормонд гранитоидов и метаморфических пород, по мнению авторов статьи, го-

ворит о наличии в основании хр. Горриндж фрагментов континентальной коры. Происхождение предполагаемого континентального основания хребта объясняется наличием в Азоро-Гибралтарской зоне обломка континента (Иберии или Африки) отторженного при сдвиговом смещении, а затем оказавшегося в обстановке сжатия и надвигания на него океанической коры.

Целью нашей работы являлось получить по возможности детальную информацию о составе, концентрации, структурных особенностях и температурах образования содержащихся в породе магнитных минералов для выявления различий в магнитных свойствах перидотитов в разных обстановках мантийного магматизма и различных условиях метаморфизма. Путём сопоставления магнитных и петрологических характеристик перидотитов хребта Горриндж с имеющимися у нас коллекциями перидотитов срединно-океанических хребтов (СОХ), и коллекциями офиолитовых поясов мы исследовали условия образования ферримангнетиков и особенности метаморфизма. Основой для этой работы послужило исследование магнитных свойств четырех коллекций океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов. **1.** Океанические перидотиты из рифтов и трансформных разломов нормальных сегментов СОХ Атлантического и Индийского океанов. **2.** Океанические перидотиты из геохимически аномального сегмента САХ, района трансформного разлома $15^{\circ} 20'$. **3.** Мантийные перидотиты хребта Горриндж. **4.** Альпинотипные перидотиты массива Съеницкий Озрен офиолитового пояса Динарид в Сербии и хребта Пекулней на полуострове Чуколка.

Намагнитченность перидотитов возникает в ходе метаморфических процессов и является кристаллизационной остаточной намагнитченностью (J_{rk}). Авторами установлено, что в метаморфизованных перидотитах присутствуют две и более генерации зёрен магнетита, образовавшихся в ходе среднетемпературной метаморфической перекристаллизации и дальнейшей наложенной серпентинизации. Исследование магнитных свойств проводилось в геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН. Рассмотрев магнитные характеристики трёх коллекций метаморфизованных океанических перидотитов и сопоставив эти данные с магнитными свойствами образцов хр. Горриндж, мы выявили различия в величинах магнитных параметров этих коллекций. **Первое**, наиболее заметное, отличие - концентрация ферримангнетиков. Наблюдается это различие в естественной остаточной намагнитченности J_n , в магнитной восприимчивости χ , в намагнитченности насыщения J_s . Наибольшую намагнитченность имеют образцы хр. Горриндж ($J_{n\text{ ср.}} = 4.5 \text{ А/м}$), наименьшую - образцы района разлома $15^{\circ} 20'$ ($J_{n\text{ ср.}} = 2 \text{ А/м}$), океанические перидотиты имеют $J_{n\text{ ср.}} = 3.4 \text{ А/м}$. По величинам магнитной восприимчивости перидотиты хр. Горриндж также выделяются в большую сторону ($\chi_{\text{ср. (Горриндж)}} = 45 \cdot 10^{-3} \text{ ед. СИ}$, $\chi_{\text{ср. (океан)}} = 41 \cdot 10^{-3} \text{ ед. СИ}$, $\chi_{\text{ср. (15}^{\circ} 20')}$ = $35 \cdot 10^{-3} \text{ ед. СИ}$). Расчёт корреляции между χ и J_s привёл к несколько неожиданным результатам. Вполне значимые коэффициенты корреляции между χ и J_s океанических перидотитов ($r = 0.68$), района $15^{\circ} 20'$ ($r = 0.81$) и отсутствие корреляции для хр. Горриндж ($r = 0.23$). Дальнейшие исследования на электронном сканирующем микроскопе подтвердили расчёты корреляции χ и J_s наличием в образцах Горринджа зёрен магнетита, подвергшихся деформации, разбитых трещинами, находящихся в напряжённом состоянии (рис. 1). По отношению $J_{rs}/J_{s\text{ ср.}} = 0.21$, параметрам $H_{cr} = 25.6 \text{ мТл}$, $Q = 2.6$ в образцах хр. Горриндж практически нет крупных многодо-

менных зёрен. Таким образом, мы наблюдаем кажущееся противоречие между относительно высокой ССМ и отсутствием крупных зёрен магнетита. Это противоречие можно объяснить тем, что крупные зёрна, образовавшиеся в ходе среднетемпературного метаморфизма, в дальнейшем, в процессе сдвигового смещения земной коры, деформировались и были разбиты на несколько более мелких блоков, близких по своему размеру к псевдооднодоменным. Это, даёт нам основания предположить, что метаморфизм перидотитов, образование магнетита и приобретение намагниченности, произошло значительно раньше сдвиговых смещений, до начала спрединга в Северной Атлантике, в континентальных условиях приблизительно 110-120 млн. лет назад. Работы Xixi Zhao опубликованные в «Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results» [4], посвящены палеомагнитным исследованиям серпентинизированных перидотитов из скважин 897 и 899 пробуренных на границе океан-континент в Иберийской абиссальной котловине, в четырёх градусах широты севернее хребта Горриндж. Xixi Zhao удалось установить по магнитным данным, что эти перидотиты были вынесены в верхние горизонты земной коры в результате комбинации процессов мантийного апвеллинга растяжения литосферы около 110 млн. лет назад, что согласуется с нашими данными о возрасте метаморфизма.

Различие петромагнитных характеристик коллекций перидотитов хребта Горриндж по сравнению с образцами срединно-океанических хребтов поставили вопрос об их происхождении. Представляют исследуемые перидотиты океаническую или субконтинентальную литосферную мантию? Магнитные исследования серпентинитов, проведённые Б. Линертом и К. Василевски, а также Е. Назаровой [5], выявили заметные различия в гистерезисных характеристиках океанических и континентальных образцов. Оптические исследования канадских континентальных серпентинитов, проведённые Ф. Виксом и А. Плантом в 1979 г. [6], показали, что континентальные серпентиниты содержат многодоменные зёрна магнетита правильной формы, оптически гомогенные. Океанические серпентиниты, в противоположность континентальным, имеют малые однодоменные, дискретные зёрна с неровными краями, испещренные небольшими прожилками. Соответственно, H_c не превышает 5.5 мТл для континентальных серпентинитов, а для океанических составляет 10-30 мТл. В случае с перидотитами хр. Горриндж, главная мода на гистограмме H_c , лежит в пределах 10-15 мТл, отличаясь от океанических перидотитов, где большинство образцов имеет $H_c \geq 15$ мТл.

Для определения особенностей структуры и состава ферромагнетиков были проведены исследования на электронном сканирующем микроскопе «VEGA-2», фотографии представлены на рис. 1. Наблюдения на микроскопе показали, что в образцах хр. Горриндж присутствуют три различающиеся между собой группы зёрен магнетита. Главным образом, различия между выделенными нами группами касаются размеров и структуры магнетита образованного в ходе различных метаморфических процессов. **В первую, выделенную нами группу**, входят крупные образования магнетита размером 30×40 мкм, с деформированной структурой, имеющие значительные трещины и прожилки (фото 1, 2, 3, 4). Как было показано в работе Б.А. Базылева [7], крупные зёрна магнетита образуются в ходе среднетемпературного метаморфизма, проходящего при температуре $\cong 400-550^\circ\text{C}$. Это первая, наиболее древняя генерация магнетита, предшествующая после-

дующей наложенной серпентинизации. Причины деформации и образования значительных трещин в зёрнах могут быть объяснены исходя из геологической истории хр. Горриндж. Х. Причард, неоднократно обращает внимание на срезанную, высоко деформированную структуру плагиоклазовых фельдшпатов, на которых по соотношению K/Ag был получен возраст 82 млн. лет [1]. Возможно, именно в этот период времени, крупные зёрна магнетита, образовавшиеся на ранних стадиях метаморфизма, в ходе среднетемпературной перекристаллизации, претерпели деформацию и образование трещин. Отношение J_{rs}/J_s , измеренное на этих образцах равно 0,12, показывает на псевдооднодоменное состояние зёрен магнетита. Магнетит в образце 4e/15 (фото 3, 4), представляет отдельный монокристалл размером 20-30 мкм, с небольшими включениями Si. Обычно, такие зёрна производят относительно высокий вклад в намагниченность насыщения J_s , и значительно меньше в остаточную намагниченность насыщения J_{rs} и естественную остаточную намагниченность J_n . Действительно, $J_s = 9 \cdot 10^3$ А/м, наибольшая в коллекции хребта Горриндж, немного уступает некоторым из океанических перидотитов. При больших увеличениях микроскопа (фото3), в кристалле просматриваются небольшие трещины, которые в несколько раз меньше, чем в зёрнах представленных на фотографиях 1, 2. Возможно, это также следствие напряжения и деформации. Образование таких кристаллов характерно для более высоких температур метаморфизма от 400 до 550°C. **Во вторую группу** мы выделили магнетит в шлифе образца 4e/1 (фото 5, 6). Магнетит представлен конгломератом относительно мелких зёрен размером от 1 до 5 мкм. Зёрна образовались в процессе среднетемпературного метаморфизма, железо перешло в магнетит из оливина. Образование такого конгломерата относительно мелких кристаллов магнетита (более 100 кристаллов на участок шлифа размером 20 x 30 мкм) характерно для быстрого понижения температуры и образования многих центров кристаллизации. **Третья группа** зёрен магнетита показана на фотографии 7, (обр.5/20). Зёрна представлены «рыхлыми» образованиями, имеющими структуру близкую к дендритовой. Магнетит кристаллизуется в прожилках при изменении окружающих условий, в первую очередь, при понижении температуры. Вернее всего, это зёрна второй генерации, образовавшиеся в ходе последних стадий серпентинизации, когда железо из серпентинов переходит во вновь образованный магнетит. Помимо образцов хр. Горриндж, для сравнения, мы исследовали на микроскопе образцы из других, имеющихся у нас коллекций (фото 8, 9, 10, 11, 12). Фото 8 представляет образец из трансформного разлома 15 20, на фото 9 показан образец, поднятый на Аравийско-Индийском хребте, из разлома «Витязь». В обоих случаях магнетит кристаллизовался в трещинках, в виде цепочки отдельных зёрен. **Фото 10, 11, 12** представляют континентальные перидотиты из главного офиолитового пояса Динарид в Сербии и хребта Пекульней на полуострове Чукотка. На основании микронзондовых исследований образцов хр. Горриндж могут быть сделаны следующие обобщения. Образование магнетита в ходе метаморфизма в перидотитах хр. Горриндж проходило в несколько этапов и носило регрессивный характер. Первоначально, при среднетемпературном метаморфизме, кристаллизовались крупные многодоменные зёрна магнетита размером 40 x 50 мкм. Возможная температура приобретения намагниченности, 450° - 550°C. Некоторые из крупных зёрен подверглись деформации, которая

отражена в их структуре. Следующий этап метаморфизма наступает с дальнейшим понижением температуры и прохождении процессов серпентинизации перidotитов, в ходе которой выделяется несколько стадий.

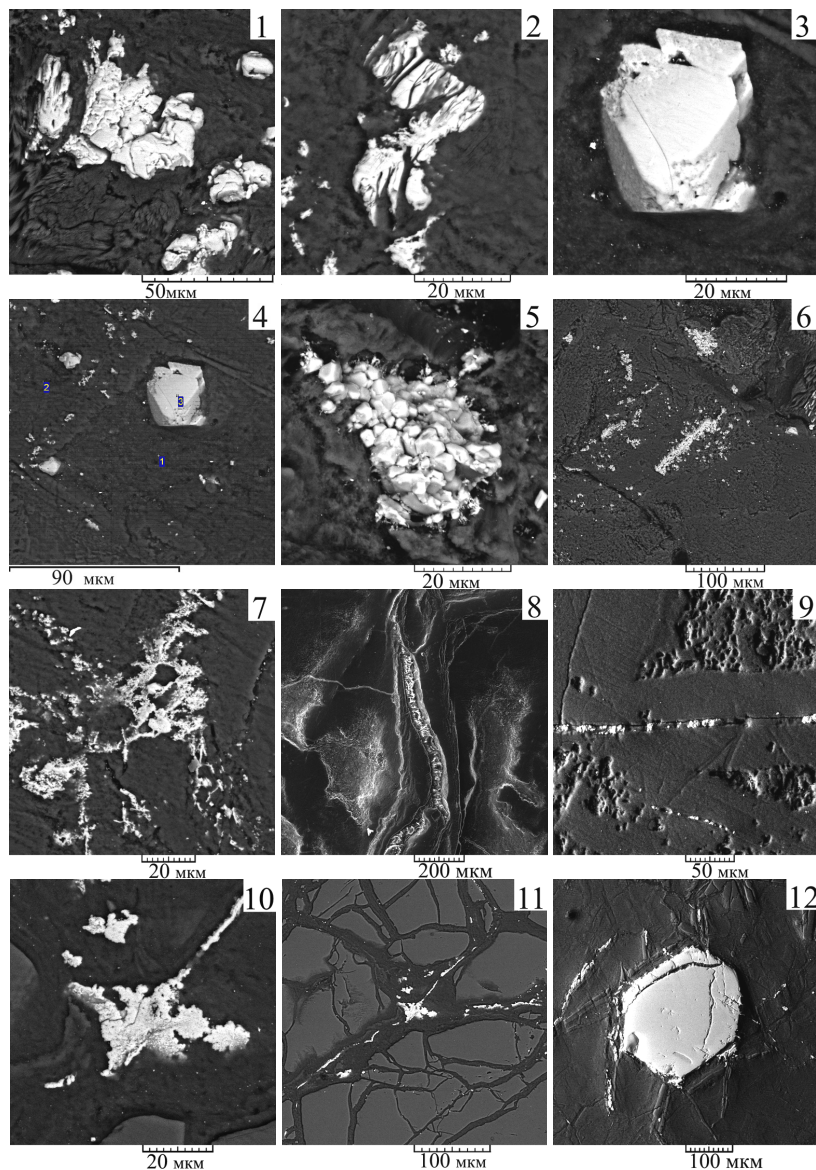


Рис. 1. Фотографии, полученные при исследовании образцов на электронном сканирующем микроскопе «VEGA-2». 1 – хр. Горриндж, обр. 4е/1а, зерно магнетита, подвергшееся деформации; 2 – хр. Горриндж, обр. 5/20, зерно магнетита, подвергшееся деформации; 3 – хр. Горриндж, обр. 4е/15, монокристалл магнетита; 4 – то же, что на фото 3, общий вид при меньшем увеличении; 5 – хр. Горриндж, обр. 4е/1а, конгломерат отдельных зерен магнетита; 6 – то же, что на фото 5, общий вид; 7 – хр. Горриндж, обр. 5/20, зёрна магнетита представлены «рыхлыми» образованиями,

имеющими дендритовую структуру; 8 – трансформный разлом 15°20', мелкие зерна магнетита расположены по прожилкам; 9 – Аравийско-Индийский хребет, разлом «Витязь», мелкие зерна магнетита расположены по прожилкам; 10 – перidotиты офиолитового пояса Динарид в Сербии; 11 – то же, что на фото 10, общий вид; 12 – альпийские перidotиты хребта Пекульней на полуострове Чукотка, крупное зерно магнетита.

Петрографические и петрохимические исследования перidotитов хребта Горриндж показали, что они содержат первичные низкотитанистые шпинелиды с хромистостью ($Cr/(Cr+Al)$) 0.16-0.35, что позволяет охарактеризовать их как реститовые шпинелевые лерцолиты и клинопироксеновые гарцбургиты. Реликты клинопироксена как в шпинелевых, так и в плагиоклазовых перidotитах характеризуются высокой магниальностью (91.8-93.6) и низкими содержаниями титана (0.11-0.13 масс.% TiO_2) при довольно высоких содержаниях глинозема (3.5-5.6 масс.%), что не позволяет считать плагиоклазовые перidotиты хр. Горриндж кумулятивными. Фактически пока удается установить лишь два отличия в характере метаморфизма перidotитов хр. Горриндж по сравнению с перidotитами срединно-океанических хребтов. **Первое отличие** заключается в присутствии в перidotитах хр. Горриндж кальцита в пределах баститовых псевдоморфоз, структурно равновесного с серпентином. Вообще, в перidotитах срединно-океанических хребтов доминирующим карбонатным минералом является арагонит. **Океанические арагониты** практически не содержат магния, а примеси железа и марганца не превышают 0.12 масс. % FeO и 0.05 масс. % MnO. В исследованных кальцитах из перidotитов хр. Горриндж содержится 0.10-0.15 масс. % FeO и 0.15-0.45 масс. % MnO. В океанических перidotитах кальцит встречается нечасто. **Второе отличие** заключается в том, что перidotитам хр. Горриндж свойственны довольно высокие отношения MgO/SiO_2 , несмотря на почти полную серпентинизацию пород и выветривание. Известно, что перidotиты срединно-океанических хребтов претерпевают вынос магния из пород как в ходе серпентинизации, так и в ходе выветривания. Тем не менее, перidotиты хр. Горриндж по содержанию магния скорее соответствуют свежим офиолитовым перidotитам, чем шпинелевым перidotитам срединно-океанических хребтов. Оба эти отличия, таким образом, свидетельствуют о несколько более изохимичном характере серпентинизации перidotитов хр. Горриндж по сравнению с перidotитами срединно-океанических хребтов. В общем, это характерно для перidotитов, серпентинизация которых, по данным С.А. Силантьева, протекала при относительно пониженном отношении вода/порода [9].

Таким образом, представляется возможным, сделать следующие выводы. Шпинелевые перidotиты хр. Горриндж, представляют субконтинентальную литосферную мантию Иберийской континентальной окраины. Метаморфизм перidotитов, образование магнетита и приобретение намагниченности, произошло значительно раньше сдвиговых смещений, до начала спрединга в Северной Атлантике, в континентальных условиях приблизительно 110-120 млн. лет назад. Образование магнетита в ходе метаморфизма в перidotитах хр. Горриндж проходило в несколько этапов и носило регрессивный характер. Первоначально при среднетемпературном метаморфизме кристаллизовались крупные многодоменные зёрна магнетита размером 40×50 мкм. Возможная температура приобретения намагниченности, определенная по магнитным данным, 450-550°C. Некоторые из крупных зёрен магнетита подверглись деформации, во время изменения

относительного движения между Евразийской и Африканской плитами, в ходе активизации движения по Азоро–Гибралтарскому разлому. Деформация зерен магнетита отражена в их магнитных свойствах, структуре и доменном состоянии. Следующий этап метаморфизма наступил с понижением температуры и прохождением процессов серпентинизации перидотитов, в ходе, которой выделяется несколько стадий.

1. Prichard H.M. & Mitchell J.G. K-Ar data for the age and evolution of Gettysburg bank, North Atlantic ocean // Earth and Science Letters. 1979. № 44. P. 261-268.
2. Bonatti E., Honnorez J. Nonspreading crustal blocks at the Mid-Atlantic Ridge // Science. 1971. Vol. 174. № 4016. P. 1329-1331.
3. З.Альмухамедов А.И., Сборщиков И.М., Лобковский Л.И. Новые данные о строении хребта Горриндж, северная Атлантика // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6
4. Xixi Zhao2 Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (Vol. 149)
5. Nazarova E.A., J. Wasilewski P.J., Dick H.J.B. Magnetic Study of Serpentinized Harzburgites from the Islas Orcadas Fracture Zone // Marine Geophysical Research. 2000. V. 21. № 5. P. 475-488.
6. Wicks F.J. Plant A.G. Electron-Microprobe and X-Ray-Microbeam studies of serpentine textures // Canadian mineralogist. 1979. № 17. P. 785-830.
7. Bazylev B.A., Popov K.V., Shcherbakov V.P. Petrographic features of oceanic peridotites as reflected by their magnetic characteristics // Russian Journal of Earth Sciences. 2002. V. 4. № 3.
8. Попов К.В., Базылев Б.А., Щербаков В.П. Температурный интервал возникновения намагниченности океанических шпинелевых перидотитов // Океанология. 2006. Т. 46. № 2. С. 278-28
9. Силантьев С.А., Мироненко М.В., Базылев Б.А., Семенов Ю.В. Метаморфизм, связанный с гидротермальными системами срединно-океанических хребтов: опыт термодинамического моделирования // Геохимия. 1992. № 7. С. 1015-1034

ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУР ОБРАЗОВАНИЯ ФЕРРИМАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ В ХОДЕ МЕТАМОРФИЗАЦИИ МАНТИЙНЫХ ШПИНЕЛЕВЫХ ПЕРИДОТИТОВ (МЕТОДОЛОГИЯ ТЕРМОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТЕЙ)

К.В. Попов¹, В.П. Щербаков², Б.А. Базылев³

¹Институт Океанологии РАН, Москва; ²ГО «Борок» ИФЗ РАН;
³Институт геохимии и аналитической химии, Москва, (bazylev@geokhi.ru)

Мантийные перидотиты изначально являются немагнитными породами, их намагниченность возникает в ходе метаморфизма при воздымании перидотитов к поверхности и взаимодействию с циркулирующими гидротермальными флюидами. Метаморфизм, который претерпевают океанические перидотиты в ходе этих процессов, является регрессивным и полистадийным, то есть при своём остывании они претерпевают дискретные эпизоды метаморфического перекристаллизации [1]. Эти эпизоды фиксируются по особенностям составов метаморфических минералов в перидотитах, и в ряде случаев удается установить температуру метаморфизма. Максимальная температура гидротермального метаморфизма шпинелевых перидотитов СОХ определяется локальной глубиной проникновения гидротермального флюида в литосферу и локальным геотермическим градиентом, и может превышать 800°C [2], хотя в среднем эта температура ≈ 550°C [3]. Минимальная температура метаморфизма океанических перидотитов отвечает последним стадиям их серпентинизации и определяется по не очень надежным изотопным калибровкам величиной ≈ 80°C [4]. В ходе более низкотемпературных процессов (карбонатизации, выветривания) кристаллизации магнитных минералов в перидотитах не происходит.

Традиционно возникновение намагниченности океанических перидотитов связывалось с процессом их серпентинизации и сопутствующей кристаллизации магнетита. Предполагалось, что кристаллизация магнетита (и возникновение намагниченности перидотитов) происходит резко при остывании пород до температуры термодинамической стабильности серпентинитовых минералов. Однако, специальное исследование установило, что намагниченность перидотитов фактически возникает еще до начала их серпентинизации, при более высокой температуре (400-600)°C, в процессе среднетемпературной перекристаллизации пород [5]. Носителем магнитных свойств в перидотитах при этом является метаморфический шпинелид с высокой мольной долей магнетитового компонента, типичный для этих температур.

Дальнейшее остывание пород сопровождается их серпентинизацией и кристаллизацией магнетита. Петромагнитные исследования представительной коллекции океанических перидотитов выявили зависимость размера зерен магнетита (метаморфического шпинелида) и общей концентрации ферримagnetиков как от степени среднетемпературного метаморфизма пород, так и от стадии и степени их последующей серпентинизации [5]. В целом, породы, подвергшиеся интенсивному среднетемпературному метаморфизму, как правило, имеют крупные многодоменные зерна ферримagnetиков, достигающие размера 50 мкм при отношении $J_{rs}/J_s \approx (0.03-0.01)$. В ходе серпентинизации кристаллизуются намного

более мелкие зерна магнетита размера (3-10) и $J_{rs}/J_s \approx (0.24)$. Таким образом, в океанических перидотитах обычно присутствуют две и более генерации ферримагнетиков, образованных при разных температурах в ходе различных метаморфических процессов.

Оценка температур образования ферримагнитных минералов и приобретения породами намагниченности необходима для определения условий формирования пород и процессов, проходящих в океанической коре. Существующие петрологические методы геотермометрии применимы лишь для минеральных ассоциаций, кристаллизующихся в перидотитах при температурах выше 400°C [2]. Для оценок температуры более низкотемпературных метаморфических эпизодов используются изотопные методы, дающие большой разброс оценок в зависимости от принятых допущений о составе флюида и используемых калибровок. Магнитный метод обеспечивает независимую оценку температуры образования минералов – носителей намагниченности. В настоящей работе сделана попытка определения температуры образования различных генераций магнетита, образовавшихся в ходе среднетемпературного метаморфизма и последующей серпентинизации океанических перидотитов, изученных нами ранее в работе [5]. Напомним, что в предыдущих исследованиях этой коллекции было показано, что в рассматриваемых перидотитах имеются две и более генераций магнетита, образовавшегося в ходе указанных процессов.

Методология терромагнитных исследований: предварительный анализ возможностей В магнетизме горных пород существует ряд методов определения температуры возникновения намагниченности в исследуемых образцах. В частности, известны два безнагревных метода, рассмотренных Л.Е. Шолпо [6]. Во-первых, это метод сравнения характеристик стабильности, а во-вторых, это метод, использующий коэрцитивные спектры пород. Оба метода имеют смысл использовать в тех случаях, когда в породе содержится один ферримагнитный минерал с магнитомягкими МД зёрнами. Если же в породе содержатся также магнитожёсткие однодоменные частицы, или же два и более различных ферримагнетиков, то безнагревные методы не работают. По этой причине в этой работе мы обратились к более прямому методу терромагнитного анализа. Ранее возможность определения верхней температуры создания естественной остаточной намагниченности (NRM) горной породы рассматривались С.Ю. Бродской [7].

Действительно, в исследуемой нами коллекции естественная остаточная намагниченность (NRM) океанических перидотитов, возникающая при остывании образовавшихся в ходе регрессивного метаморфизма ферримагнитных зёрен, представлена суммой парциальной термоостаточной намагниченности (pTRM) J_{prt} и химической остаточной намагниченности (CRM) J_{rc} . Тогда для определения температуры образования химической остаточной намагниченности ферримагнетиков CRM (которая в данном случае совпадает с температурой образования самих ферримагнетиков) можно воспользоваться законом независимости pTRM. Как известно, суть этого закона состоит в том, что pTRM, приобретенная породой во время охлаждения, в процессе нагревания исчезает при достижении породой верхней температуры её образования T_1 [8]. По этой причине на кривой терморазмагничивания образца, намагниченность которого содержит в качестве одной из компонент pTRM(T_1, T_0), можно ожидать возникновения точки переги-

ба в районе T_1 , маркирующей верхнюю температуру образования pTRM. Здесь T_0 – комнатная температура.

Для проверки этого предположения мы провели эксперимент по созданию J_{rc} и J_{prt} в лабораторных условиях. Для эксперимента были выбраны образцы из коллекции меловых пород щелочно-базальтовой ассоциации турон-сантонского возраста, отобранной в Грузии. Магнитные свойства и петрология пород описаны в [9]. Терромагнитный анализ пород, проводившийся на магнитных весах для оценки термической стабильности образцов и их температур Кюри T_c показал, что носителями естественной остаточной намагниченности J_n являются титаномагнетиты с точками Кюри (200-350)°C.

Эксперимент состоял в следующем:

1. Используя трёхкомпонентный вибромагнитометр конструкции Ю.К. Виноградова, образец медленно нагревался до 375°C (что приблизительно на 100°C выше температуры Кюри основной массы ферримагнетика в данном образце) при непрерывном измерении его остаточной намагниченности (NRM) (рис. 1). Как и следовало ожидать, при достижении $T = 375^\circ\text{C}$ NRM была полностью разрушена.

2. При дальнейшем нагреве образца, в интервале (375, 450)°C, включалось постоянное магнитное поле напряжённостью в 1 Э и продолжался мониторинг величины полной намагниченности образца. Как видно из рис. 1, в этом интервале температур происходил сначала медленный рост, а затем бурный рост полной намагниченности образца, что свидетельствует о наличии процессов новообразования и/или трансформация магнитных минералов в породе.

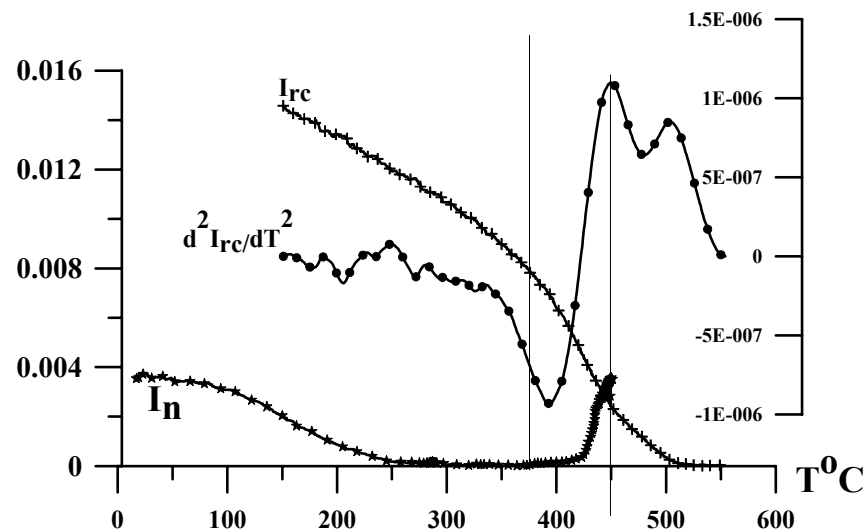


Рис. 1. Кривые терморазмагничивания естественной (J_n) и химической (J_{rc}) намагниченностей (шкала слева) и график второй производной $d^2 J_{rc}/dT^2$ (шкала справа).

3. При достижении 450°C поле выключалось и образец охлаждали до 20°C. Существенно, что при выключении поля часть намагниченности образца сохранилась, что говорит о том, что в ходе его прогрева в присутствии внешнего маг-

нитного поля в нём возникла химическая остаточная намагниченность $J_{гс}$, которая при охлаждении до комнатной температуры возросла приблизительно в четыре раза. Затем была снята кривая терморазмагничивания $J_{гс}(T)$ вплоть до $T = 555^{\circ}\text{C}$. На этой кривой хорошо просматривается резкий спад намагниченности как раз при $T = 450^{\circ}\text{C}$, который отражается в виде пика при расчёте кривой второй производной $d^2J_{гс}/dT^2$, и соответствует верхнему значению температуры создания CRM (рис. 1).

Фактический материал

Поставленная задача решалась при исследовании коллекции океанических перидотитов, в разной степени подвергшихся среднетемпературной метаморфической перекристаллизации и серпентинизации. Основу коллекции составляют образцы, отобранные в пределах Срединно-Атлантического хребта, петрографическое описание и магнитные характеристики которых приведены в работе [5]. Эта коллекция была дополнена образцами перидотитов, драгированных в пределах Аравийско-Индийского и Юго-Западно-Индийского хребтов. Степень среднетемпературного метаморфизма (С.С.М.) в исследованных образцах варьирует от 0 до 100 %, степень серпентинизации (С.С.) – от 60 до 100%. Результаты термомагнитного анализа образцов и, в частности, характер термокривых спонтанной намагниченности $J_s(T)$, однозначно показали, что носителем намагниченности в породах является магнетит, имеющий $T_c = (570-580)^{\circ}\text{C}$ (иногда $T_c = 550^{\circ}\text{C}$ в связи с присутствием в магнетите примесей хрома), в отдельных случаях температура Кюри доходила до 610°C . Для получения температуры приобретения намагниченности проводилось терморазмагничивание образцов в двухкомпонентном магнитометре конструкции Ю.К. Виноградова. Примеры размагничивающих кривых естественной остаточной намагниченности $J_n(T)$, отображающие особенности спектра блокирующих температур T_b разных генераций магнетита, показаны на рис. 2. Как следует из предыдущего рисунка, присутствие в породе двух и более генераций магнетита должно отображаться на термокривых $J_n(T)$ двумя и более перегибами, и соответствующими им максимумами на дифференциальных кривых d^2J_n/dT^2 . Перегибы, наблюдаемые на рис. 2 характеризуют среднетемпературную стадию метаморфизма перидотитов, имеющую место в интервале $(500-400)^{\circ}\text{C}$, и низкотемпературную стадию метаморфизма (серпентинизацию), проходящую при $T = (250-100)^{\circ}\text{C}$.

Для интерпретации полученных результатов исследования целесообразно рассмотреть гистограмму температур эпизодов кристаллизации магнитной фазы океанических перидотитов (рис. 3), построенную по нашим данным. На приведенном рисунке с очевидностью выявляются два пика – один в интервале $(400-450)^{\circ}\text{C}$, второй – в интервале $(150-250)^{\circ}\text{C}$. Первый пик, по-видимому, отвечает эпизодам среднетемпературной перекристаллизации перидотитов с образованием ассоциации тальк-тремолит-хлорит-хромистый магнетит-феррит-хромит. Представительные составы этих метаморфических минералов для образцов 23Др6/1, 2197 и гарцбургитов со станции драгирования 5319 приведены в работе [1], а для гарцбургитов со станции драгирования 77 – в работе [3]. Второй пик, очевидно, отвечает эпизодам, связанным с серпентинизацией пород. Максимальная скорость серпентинизации форстерита, по экспериментальным данным, при атмосферном или невысоком давлении реализуется при примерно 260°C .

Поскольку оливины океанических перидотитов характеризуются железистостью примерно Fo90, то можно ожидать, что максимальная скорость их гидратации будет происходить при температуре на $(20-30)^{\circ}\text{C}$ ниже, чем чистого форстерита, т.е. при $(230-240)^{\circ}\text{C}$. Эта оценка почти совпадает с интервалом кристаллизации магнетита на первой стадии серпентинизации океанических перидотитов, равной $(210-225)^{\circ}\text{C}$. По экспериментальным данным о кинетике серпентинизации форстерита, этот процесс практически прекращается при 160°C [10]. С поправкой на железистость оливинов в океанических перидотитах, можно ожидать, что нижний температурный предел серпентинизации этих пород составляет $(130-140)^{\circ}\text{C}$. Эта оценка согласуется с оценкой интервала кристаллизации магнетита на третьей, заключительной стадии серпентинизации океанических перидотитов, равной $(135-190)^{\circ}\text{C}$.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проекты №07-05-01118-а, №08-05-00080-а

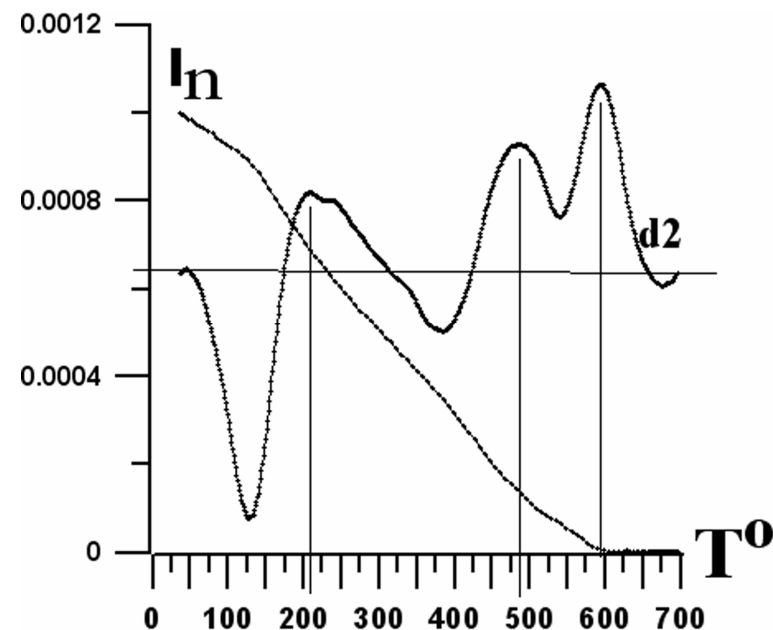


Рис. 2. Пример размагничивающей кривой $J_n(T)$.

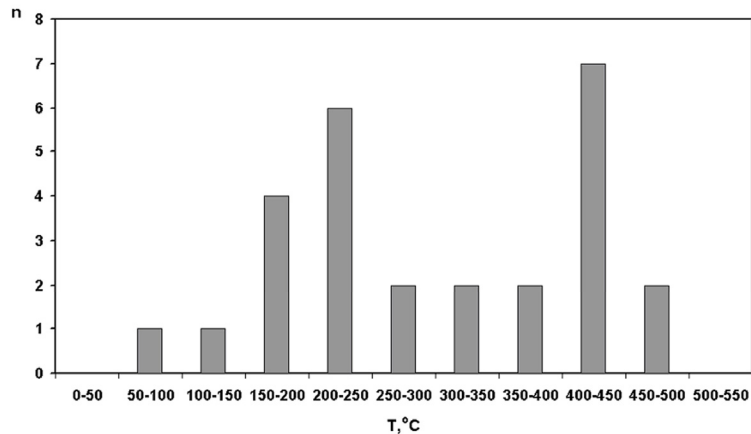


Рис. 3. Статистическое распределение температур эпизодов генерации магнитной фазы в океанических перидотитах.

1. Базылев Б.А., Силантьев С.А., Кононкова Н.Н. Метаморфизм гипербазитов в океанической коре, В кн.: Магматизм и тектоника океана (проект "Литос"), с.296-318, Наука, Москва, 1990.
2. Базылев Б.А. Петрология и геохимия океанических и альпипотипных шпинелевых перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества: Дисс. ... докт. геол.-мин. Наук: 25.00.09. М. 2003. 381с.
3. Базылев Б.А., Силантьев С.А. Геодинамическая интерпретация субсолидусной перекристаллизации мантийных шпинелевых перидотитов. 1. Срединно-Океанические хребты, Петрология, 8, (3), 227-240, 2000.
4. Bonatti E., Lawrence Y.R., Morandi N. Serpentinization of oceanic peridotites: temperature dependence of mineralogy and boron contents, Earth Planet. Sci. Letters, 70, 88-94, 1984
5. Bazylev B.A., Popov K.V., Shcherbakov V.P. Petrographic features of oceanic peridotites as reflected by their magnetic properties // Russian Journal of Earth Sciences 2002. v4, №3, P. 211-223, URL: <http://www.agu.org/wps/rjes/v04/tje02087/.htm>
6. Шолло Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Недра, Ленинград, 183с., 1977.
7. Бродская С.Ю. Возможности термомагнитных методов в определении температуры намагничивания горной породы, в книге Исследования в области палеомагнетизма горных пород, с.212-228, Наука, Москва, 1989.
8. Thellier B., Thellier O. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé, historique et géologique. Ann Geophys, 15, p. 285-376, 1957.
9. Щербак В.В., Асанидзе Б.З., Щербак В.П., Жидков Г.В. Палеонапряженность геомагнитного поля в мелу (по верхнемеловым породам Грузии) // Физика Земли. 2007. №11. С. 50-58.
10. Martin B., Fyfe W.S. Some experimental and theoretical observations on the kinetics of hydration reactions with particular reference to serpentinization // Chem. Geol. 1970. № 6. P. 185-202.

ИССЛЕДОВАНИЕ ДИНАМО ПАРКЕРА КВАЗИКЛАССИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Е.П. Попова¹, М.Е. Артюшкова²

¹МГУ, (popovaelp@mail.ru);

²Институт физики Земли РАН, Москва

Считается, что генерация магнитного поля в звездах и планетах осуществляется механизмом динамо. Схема работы динамо была предложена Паркером [1]. Предполагается, что полоидальное магнитное поле – это поле магнитного диполя, находящегося в центре Солнца. Тороидальное магнитное поле получается из полоидального под действием дифференциального вращения, находящегося внутри конвективной зоны Солнца. Обратный процесс превращения тороидального магнитного поля в полоидальное осуществляется в результате нарушения зеркальной симметрии конвекции во вращающемся теле. Сила Кориолиса при действии на поднимающиеся и расширяющиеся (опускающиеся и сжимающиеся вихри) приводит к преобладанию правых вихрей в северном полушарии (левых вихрей - в южном полушарии). Мерой нарушения отражательной инвариантности течений в конвективной зоне является гидродинамическая спиральность. Электродвижущая сила, возникающая в результате действия электромагнитной индукции Фарадея, после усреднения по пульсациям скорости приобретает компоненту $\alpha \vec{B}$, параллельную среднему магнитному полю \vec{B} . Она и замыкает цепь самовозбуждения в динамо Паркера.

Уравнения Паркера для однослойной среды с учетом меридиональной циркуляции имеют вид:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + V \frac{\partial A}{\partial \theta} = \alpha B + \frac{\partial^2 A}{\partial \theta^2}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial B}{\partial t} + \frac{\partial(VB)}{\partial \theta} = D \cos \theta \frac{\partial A}{\partial \theta} + \frac{\partial^2 B}{\partial \theta^2}. \quad (2)$$

Здесь B – тороидальное магнитное поле, A пропорционально тороидальной компоненте векторного потенциала, которая определяет полоидальное магнитное поле. θ – широта, которая отсчитывается от экватора. Множитель $\cos \theta$ отвечает уменьшению длины параллели вблизи полюса. Уравнения выписаны в безразмерных переменных, так что амплитуды α -эффекта, градиента угловой скорости и коэффициент турбулентной диффузии объединены в безразмерное динамо-число D . Мы пользуемся $\alpha\omega$ -приближением. В диффузионных членах опущены эффекты кривизны. Для простоты, мы считаем, что радиальный градиент угловой скорости не меняется с θ . По соображениям симметрии ($\alpha(-\theta) = -\alpha(\theta)$) уравнения (1, 2) можно рассматривать лишь для одного (северного) полушария с условиями антисимметрии (дипольная симметрия) или симметрии (квадрупольная симметрия) на экваторе. В данной работе мы рассматриваем дипольную симметрию магнитного поля.

Решение системы (1,2) можно искать в виде волн, в этом случае оно ищется в форме:

$$\begin{pmatrix} A \\ B \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} A \\ |D|^{\frac{2}{3}} B \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mu \\ \nu \end{pmatrix} \exp(|D|^{\frac{2}{3}} \gamma t + i |D|^{\frac{1}{3}} S) , \quad (3)$$

где S , μ и ν гладкие функции. S аналог действия, а его производная $k = S'$ соответствует волновому вектору, который в данном случае является комплексным. Комплексное γ определяет собственное значение, его действительная часть дает скорость роста, а мнимая дает длительность цикла активности. Множители в комплексной скорости роста $|D|^{\frac{2}{3}}$ и $|D|^{\frac{1}{3}}$ в действии выбраны так, чтобы дифференциальное вращение, α -эффект, собственное значение и диссипация оказались одного порядка и вошли в старший член асимптотического разложения. В уравнениях (1, 2) V - меридиональная циркуляция

$$V = |D|^{\frac{1}{3}} \nu(\theta) . \quad (4)$$

При подстановке выбранного вида искомого решения в уравнения Паркера, получаем алгебраическую систему уравнений для μ и ν . Условие разрешимости для этой системы является дисперсионное соотношение для частоты динамо-волны и ее волнового вектора, т.е. уравнение Гамильтона-Якоби

$$[\Gamma + ik\nu + k^2]^2 - i\mathcal{E}k = 0 , \quad (5)$$

где $\mathcal{E} = \alpha \cos \theta$.

Для того чтобы построить решение системы (1, 2) и исследовать поведение динамо-волны при различных видах меридиональной циркуляции, мы решали уравнение (5).

В работах [2 – 4] рассматривались случаи, когда $\nu = \text{const}$, $\nu = \tilde{\nu} \sin 2\theta$, $\nu = \frac{\tilde{\nu}}{\sin 2\theta}$. Учет меридиональной циркуляции позволил не только существенно

удлинить теоретическое значение длительности цикла магнитной активности, но и осуществлять переход от одного режима динамо к другому при изменении широтного профиля меридиональной циркуляции [4].

Рассмотрение однослойной среды описывает односторонний поток вещества и не позволяет описать его возвращение. Для решения такой трудности в данной работе рассматривается двухслойная среда, в которой слои имеют противоположно направленное движение вещества и разные коэффициенты диффузии.

Система уравнений Паркера [5] в сферических координатах для двухслойной модели принимает вид (6):

$$\begin{aligned} \frac{\partial B}{\partial t} &= \frac{\eta}{n} \Delta B, & \frac{\partial A}{\partial t} &= \alpha(\theta) B + \frac{\eta}{n} \Delta A, \\ \frac{\partial b}{\partial t} &= D \cos \theta \frac{\partial a}{\partial \theta} + \Delta b, & \frac{\partial a}{\partial t} &= \Delta a. \end{aligned} \quad (6)$$

Здесь B, A, η - магнитное поле, магнитный потенциал, коэффициент диффузии в 1-ом слое, b, a, n - магнитное поле, магнитный потенциал, коэффициент диффузии во 2-ом слое, D – динамо число. Граничные условия при $\theta = 0$:

$$b = B, \quad a = A, \quad \frac{\partial b}{\partial r} = \frac{\eta}{n} \frac{\partial B}{\partial r}, \quad \frac{\partial a}{\partial r} = \frac{\partial A}{\partial r}. \quad (7)$$

В дальнейшем будем обозначать величину $\frac{\eta}{n}$ как β . Представим решение системы уравнений Паркера в экспоненциальном виде:

$$\begin{aligned} B &= \mu \cdot e^{iD^{\frac{1}{3}} S \theta + \gamma D^{\frac{2}{3}} t - iD^{\frac{1}{3}} m_1 r}, \\ A &= (\nu + \nu_1 r) \cdot e^{iD^{\frac{1}{3}} S \theta + \gamma D^{\frac{2}{3}} t - iD^{\frac{1}{3}} m_1 r}, \\ a &= \zeta \cdot e^{iD^{\frac{1}{3}} S \theta + \gamma D^{\frac{2}{3}} t + iD^{\frac{1}{3}} m_2 r}, \\ b &= (\chi + \chi_1 r) \cdot e^{iD^{\frac{1}{3}} S \theta + \gamma D^{\frac{2}{3}} t + iD^{\frac{1}{3}} m_2 r}. \end{aligned} \quad (8)$$

Здесь $\gamma, \nu, \nu_1, \zeta, \chi, \chi_1, m_1, m_2$ - произвольные константы, а $S = \int k d\theta$. После подстановки решений в систему уравнений Паркера получаем:

$$(\sqrt{-\gamma - k^2} + \beta \sqrt{-\frac{\gamma}{\beta} - k^2})(\sqrt{-\gamma - k^2} + \sqrt{-\frac{\gamma}{\beta} - k^2}) - \frac{i\alpha \cdot k \cos \theta}{4\beta \sqrt{-\gamma - k^2} \cdot \sqrt{-\frac{\gamma}{\beta} - k^2}} = 0. \quad (9)$$

Выражение (9) является уравнением Гамильтона-Якоби, которое после сокращения на D оказывается безразмерным. После преобразования этого уравнения мы получаем уравнение 6-ой степени:

$$\begin{aligned} &k^6 \cdot (\gamma\beta + \beta^4\gamma - \beta^3\gamma - \beta^2\gamma) + k^5 \cdot (-8i\beta^2\mathcal{E} - 8i\beta\mathcal{E}) + k^4 \cdot (-4\gamma^2\beta^2 + \beta\gamma^2 + \gamma^2\beta^4 + \beta^3\gamma^2 + \gamma^2) + \\ &+ k^3 \cdot (-8i\gamma\mathcal{E} - 8i\beta^2\gamma\mathcal{E} - 16i\beta\alpha\gamma) + k^2 \cdot (-16\alpha^2 + 2\beta^3\gamma^3 - 2\gamma^3\beta + 2\gamma^3 - 2\beta^2\gamma^3) + \\ &+ k \cdot (-8i\gamma^2\mathcal{E} - 8i\beta\gamma^2\mathcal{E}) + \beta^2\gamma^4 - 2\beta\gamma^4 + \gamma^4 = 0 \end{aligned}$$

Исследования уравнения Гамильтона-Якоби позволили построить решение для

волнового вектора при различных соотношениях коэффициентов турбулентной диффузии.

1. *E.N. Parker* (1955) *Astrophys. J.*, 122, 293.
2. *Е.П. Попова, М.Ю. Решетняк, Д.Д. Соколов*, Меридиональная циркуляция и распространение динамо-волн, *Астрономический журнал*, №1, 2008, 183-190.
3. *Н. Попова, D. Sokoloff*, Meridional circulation and dynamo waves, *Astron. Nachr.*, №7, 2008, P. 766–768.
4. *Е.П. Попова*, Влияние различных видов меридиональной циркуляции в Солнце на распространение динамо-волн, *Астрономический журнал*, №9, 2009, 928-934.
5. *E.N. Parker*, (1993) *Astrophys. J.*, 408, 707-719.

АППАРАТУРА И ТЕХНОЛОГИЯ СОВРЕМЕННОЙ ВОЗДУШНОЙ И МОРСКОЙ МАГНИТНОЙ СЪЁМКИ

Р.Б. Семевский, В.С. Цирель

ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург, (geolraz@geolraz.com)

1. **Аппаратура** К концу первого десятилетия XXI в. аппаратура для проведения магнитной съёмки с целью поиска и разведки месторождений полезных ископаемых, а также для решения археологических, инженерных и военно-технических задач получила дальнейшее развитие, имея в виду улучшение её метрологических характеристик и освоение новых видов съёмки. Это развитие связано с:

- широким использованием новых квантово-оптических магнитометров (в первую очередь, калиевых на изолированной линии $K_{ИЛ}$ и со сверхтонкой структурой $K_{СТС}$) и усовершенствованных ядерно-прецессионных приборов с динамической поляризацией ядер рабочего вещества (ДПЯ) – эффект Оверхаузера;
- применением цифровых методов обработки сигнала;
- разработкой сверхпроводящих квантовых интерферометрических датчиков (СКВИД), позволяющих производить измерения индукции магнитного поля, её первых, вторых и высших пространственных производных (векторную и тензорную съёмку).

Основные параметры современных магнитометров приведены в таблице.

Таблица. Возможности магнитометрической аппаратуры начала XXI в.

Тип датчика	Чувствительность, нТл	Ед. мл. разряда, нТл	Погр. по полн. полю, нТл	Частота повторения измер., Гц	Основные достоинства
Протонный (ДПЯ)	$1.5 \cdot 10^{-2}$	10^{-3}	± 0.2	10	Относительная простота
Квантовый (Cs)	$8 \cdot 10^{-3}$	10^{-3}	± 1.0	20	Освоенная технология
Квантовый ($K_{ИЛ}$)	10^{-3}	10^{-4}	± 0.1	20	Высокая «абсолютная» точность
Квантовый ($K_{СТС}$)	10^{-3}	10^{-4}	менее ± 1.0	от 100 до 3300	Быстродействие
СКВИД	$5 \cdot 10^{-6}$	10^{-7}	(измерение приращений)	более 100	Очень высокая чувствительность

Необходимо отметить, что наряду с большими перспективами использования СКВИД-магнитометров существуют проблемы освоения принципиально новой технологии, связанные с необходимостью поддержания условий сверхпроводимости в объеме чувствительного элемента с помощью испаряемого, а значит требующего периодической дозаправки хладагента (жидкий гелий или азот). Это усложняет конструкцию измерительного прибора (входящего в него криостата) и делает достаточно сложной его эксплуатацию в полевых условиях.

Применение новых материалов и технологий позволило создать и широко использовать для съёмок большое число немагнитных одно-, двух- и трехосных буксируемых платформ для аэро- и морских носителей различного класса в це-

лях размещения датчиков аппаратуры для скалярных измерений в конфигурации магнитометра и компонентного градиентометра.

2. Носители магнитометрической аппаратуры В качестве носителей аппаратуры для воздушной магнитной съемки продолжают широко использоваться самолеты и вертолеты различных типов. Использование многодатчиковых систем осложняет размещение аппаратуры на носителе. Двухдатчиковая система для измерения вертикального градиента устанавливается либо за хвостом самолета, либо на выносном устройстве перед кабиной пилота; датчики, входящие в систему измерения горизонтального поперечного градиента обычно крепятся на концах крыльев (рис.). Самолетный вариант размещения датчика магнитометра в выносной гондоле, буксируемой на кабеле, за рубежом практически не применяется.



Рис. Жесткая установка четырехдатчиковой системы на одномоторном самолете Цессна 208 Караван (фирма Fugro Airborne surveys, США). Расстояние между датчиками, установленными за хвостом самолета, 2 м; между датчиками на концах крыльев 16 м.

При размещении на вертолете используется три варианта: жесткое крепление на специальных фермах с выносом датчика (датчиков) вперед или с разнесом в стороны (измерение поперечного градиента); буксируемая гондола, опускаемая и поднимаемая с помощью кабель-троса; датчики на «внешней подвеске» – платформе с двумя или тремя датчиками. В последние несколько лет за рубежом осуществлены опыты по использованию магнитометрической аппаратуры, установленной на беспилотных управляемых по радио летательных аппаратах, снабженных системой GPS. Учитывая малую грузоподъемность имеющихся систем подобного рода, проведение комплексной аэрогеофизической съемки пока невозможно. Имеется отечественный проект беспилотного летательного аппарата, разрабатываемого Сибирским государственным авиационным университетом и НПО «Прикладной механики им. академика М.Ф. Решетнева».

При проведении гидромагнитных съемок используется только буксируемый вариант размещения датчиков. Буксируемые гондолы или платформы позволяют производить измерения в толще воды и в непосредственной близости от морского дна. Используются однодатчиковые системы (измерение модуля вектора индукции), двухдатчиковые (измерение продольного или поперечного градиента),

трехдатчиковые (одновременные измерения горизонтального поперечного и вертикального градиентов). Особый интерес представляет система из пяти датчиков морского квантового (цезиевого) градиентометра G-882, предназначенного для обнаружения боеприпасов и других погребенных магнитных объектов (фирма Geometrics, США). Таким образом выполняется одновременная съемка по пяти сближенным профилям, которая позволяет обнаруживать очень малые объекты (размером 10 – 15 см, например, такие как отвертка).

3. Технология измерений и съёмок Технология производства измерений магнитного поля и выполнения съёмок в настоящее время строится на основе использования пакетов программ, включающих программное обеспечение измерений в различных средах, обработку полученных данных с введением необходимых поправок, визуализацию полученных результатов, контроль качества вычислений и первичную интерпретацию результатов. Базовый набор функциональных возможностей большинства пакетов включает: импорт и представление данных, крупноформатные таблицы, графики результатов измерений по маршрутам (галсам), grids (2D-представление), составление карт изолиний, пересчёт поперечной проекции Меркатора и др.

Зарубежными фирмами создано мощное программное обеспечение на базе Windows для обработки данных аэро- и морских магнитных съёмок (MagMap2000, QCTool[©] и др.), которые включают пакеты программного обеспечения для:

- загрузки, коррекции, повторного позиционирования и графического отображения результатов по профилям;
- полной поддержки системы GPS при помощи необходимого преобразования координат и расчета смещения чувствительного элемента – антенны GPS (поддержка GPS позволяет пользователю сгладить траекторию, устранить резкие «всплески» координат, преобразовать данные в координаты используемой системы при помощи различных эллипсоидных баз и учесть смещение между антенной GPS и датчиком магнитометра);
- фильтрации, устранения выбросов, сглаживания измеренных данных, в т. ч. координат GPS;
- графического отображения данных по профилям непосредственно в процессе измерений (в реальном масштабе времени);
- цветного графического отображения карт изолиний и карт теневого рельефа в формате 2D/3D;
- сглаживания визуального отображения координат GPS.

Так, например, программное обеспечение магнитометра фирмы Geometrics (США) снабжено новыми функциями, улучшающими возможности коррекции, фильтрации и графического отображения данных магнитометра, обеспечивает удаление «полос», возникающих за счёт курсовой ошибки, и проводит периодическую фильтрацию данных вдоль профиля для устранения «шаговых» помех. В морскую магнитометрическую систему, состоящую даже из одноканального магнитометра, сейчас обязательно включаются датчик глубины и блоки позиционирования и измерения углов ориентации в пространстве. Последние усовершенствования позволяют выравнивать цветовые контуры, что делает карты изолиний более наглядными, строить карты теневого рельефа, обеспечивающие

распознавание небольших локальных аномалий при одновременном сглаживании протяженных аномалий геологической природы. Сравнение карт, составленных по материалам разных по чувствительности морских магнитометров при использовании новой высококачественной системы обработки данных, указывает на их близость по возможности выявления искоемых объектов на дне водоема.

Технология морской магнитной съемки для поисков погребенных объектов также существенно изменилась. Созданы новые гидроакустические средства (например, трассер пути типа Трекпоинт-3), позволяющие определить положение буксируемой системы относительно судна-носителя с погрешностью до $\pm 0,3$ м. Продолжает совершенствоваться система спутниковой навигации GPS; погрешность определения в реальном масштабе времени положения носителя снижена также до десятых долей метра (в худшем случае – при недостаточном количестве «видимых» спутников – до первых метров). Ошибки определения составляют: по курсу от 0,02 до 0,06°; по крену/тангажу 0,04 – 0,12°; по скорости 0,1 узла.

4. Развитие воздушной и морской магнитной градиентометрии Первые успешные опыты измерений вертикального градиента магнитного поля над землей были предприняты в 60 – 70 гг. XX в. за рубежом и в СССР в виде двухгоризонтной съемки: один датчик жестко крепился на носителе, другой – размещался в буксируемой гондоле. Однако, аппаратные возможности тех лет были весьма ограничены и позволили получить лишь частные результаты, например, при поисках тел «трубочного» типа (поиски алмазов). Для наиболее эффективного использования результатов измерения вертикального градиента необходимо иметь высокоточные данные и по градиенту, и по полю, это позволяет определять форму аномалеобразующих объектов. Такие работы получили в последнее десятилетие широкое развитие за рубежом, а в России после первых успехов 90-х годов XX в. были, к сожалению, практически полностью приостановлены.

В области морской градиентометрии большое внимание было уделено измерению горизонтального градиента. Внедрение в практику методики использования данных продольного магнитного градиента с интегрированием измеренных приращений поля по галсу позволяет получить результаты, полностью (или почти полностью) свободные от влияния временных вариаций геомагнитного поля. Не меньшую роль играют данные о поперечном горизонтальном градиенте. Они подводят к решению другой проблемы геомагнитных измерений в движении, связанной с тем, что при традиционной однокомпонентной (модульной) съемке имеются практически непрерывные результаты измерений вдоль маршрута (галса) и нет никаких сведений о характере изменений поля в межмаршрутном (межгалсовом) пространстве. Результаты измерений поперечного горизонтального градиента позволяют достаточно уверенно фиксировать положение экстремумов аномалий, находящихся между маршрутами (галсами), что дает возможность обойтись без детализационных крупномасштабных съемок, таким образом может быть получен весьма значимый экономический эффект.

5. Совершенствование методов создания магнитных карт Развитие магнитной картографии в последней четверти XX в. и в первом десятилетии XXI в. шло по двум направлениям: 1) расширения возможностей компьютеризированной обработки информации о магнитном поле; 2) использования для целей кар-

тографии данных о магнитном поле и о его горизонтальных градиентах (поперечном и продольном). При применении одноканальной аппаратуры компьютерная обработка позволяет усовершенствовать систему увязки данных, не имея никакой информации о магнитном поле в межмаршрутном (межгалсовом) пространстве. Многоканальная магнитометрическая аппаратура, дающая сведения о поперечном и продольном горизонтальных градиентах, позволяет использовать интеграционный процесс по методу Нельсона-Набигана. Технология GT-grid использует три параметра: данные о поле и о градиентах; эта методика дает возможность выявлять локальные аномалии между маршрутами (галсами) съемки, а также выявлять аномалии вдоль направления съемки, в частности длинноволновые (региональные).

6. Магнитная съемка в комплексе с другими геофизическими методами поисков углеводородного сырья При поисках и разведке месторождений углеводородов на акваториях основным источником информации являются данные сейсморазведки, по которым строятся гипотетические трехмерные (3D) геологические модели. Наличие высокоточных магнитометрических данных, обработанных с использованием новых вычислительных методов, позволяет уточнить формы и размеры геологических структур. Модели верхнего слоя земной коры могут строиться отдельно по данным компьютерной обработки магнитометрической, гравиметрической и сейсморазведочной информации. Полученные модели сравниваются друг с другом непосредственно в процессе полевых измерений. В областях, где все три модели удовлетворительно согласуются друг с другом, геологические выводы могут считаться достоверными. В областях, где данные интерпретации плохо согласуются друг с другом, необходимо компьютерное моделирование с целью получения интегрированной, внутренне непротиворечивой единой модели. В целом успехи магнитометрического приборостроения и результаты применения компьютерных методов интерпретации магнитометрических данных играют важную роль в повышении геологической результативности геофизических методов, а также обеспечивают снижение стоимости поискового комплекса геологоразведочных работ.

АНАЛИЗ ПОВЕДЕНИЯ VDM И VADM С ЦЕЛЬЮ ВЫЯВЛЕНИЯ РОЛИ НЕДИПОЛЬНЫХ КОМПОНЕНТ (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)

Е.С. Сергиенко¹, Н.К. Сычева², В.П. Щербачков², Л.К. Абасалиева¹,
И.Н. Петров¹, Р.В. Смирнова¹

¹ФГОУ ВПО «Санкт-Петербургский Государственный Университет», физический факультет; ²ГО «Борок» ИФЗ РАН

В работе были проанализированы данные о палеонапряженности для различных временных интервалов фанерозоя с целью выявления возможного существования недипольных компонент геомагнитного поля. Основной предпосылкой для развития этой идеи явилось следующее. Во-первых, значения виртуального дипольного момента (VDM) и дипольного момента, рассчитанного строго по формуле осесимметричного геоцентрального диполя (VADM), усредненные за промежутки времени более 10^4 - 10^5 лет, не совпадают. VADM рассчитывался только для эпох, где можно не учитывать неопределенность, связанную с движением литосферных плит, т.е. для последних 5 млн лет. Во-вторых, существует зависимость дипольного момента от величины наклонения в точке отбора образцов (имеет нелинейный характер). Здесь представлены предварительные результаты, которые скорее можно позиционировать как постановку задачи для будущих исследований, и отражают некоторые факты, требующие дальнейшего изучения и тщательного анализа.

Введение Гипотеза осесимметричного геоцентрального диполя (ОГД) является одним из основных постулатов для палеомагнитологии в целом. Однако, начиная уже с середины прошлого столетия, многими авторами это подвергалось сомнению и приводились аргументы в пользу того, что вклад недипольных компонент (квадрупольного и октупольного) может быть существенным и оказывать значительное влияние на результаты палеопредельных, и, несомненно, должен учитываться [1]. По различным данным вклад мультипольных слагаемых мог составлять от 3-5% (для периодов до 200 млн лет) до 20-25% (для древних эпох) [2]. При этом, очевидно, что существует и совершенно противоположная точка зрения, и поэтому этот вопрос остается открытым и является предметом споров.

Практически все исследования в этой области относятся к угловым характеристикам геомагнитного поля и находятся в области интересов, связанных с выполнением палеогеографических и палеотектонических реконструкций. Это определялось, прежде всего, тем, что до недавнего времени данных о силовых характеристиках палеополя было явно недостаточно для проведения подобного анализа. Конечно, такие исследования проводились и высказывались мнения, что данные о палеонапряженности полностью подтверждают модель ОГД [3]. Но, по мнению авторов настоящей работы, сейчас открываются новые возможности для использования именно данных о величине геомагнитного момента при решении описанной выше задачи. Это объясняется тем, что мировые базы данных по палеонапряженности к настоящему времени накопили довольно много материала и постоянно пополняются.

Нами использовались данные мировой базы по палеонапряженности BOROKPINT.MDB (<http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html>). Достаточно

большое количество определений, содержащихся в этой базе для фанерозоя, позволило авторам выбирать для анализа только те, которые соответствуют современным критериям надежности палеомагнитных данных, сформулированные в [4; 5].

Сравнительный анализ VDM и VADM Для проведения анализа для каждого значения палеонапряженности из базы данных рассчитывалось значение виртуального дипольного момента:

$$VDM = \frac{4\pi r^3}{\mu_0} B(1 + 3 \cos^2 \theta_m)^{-\frac{1}{2}}$$

где B – напряженность поля, θ_m – магнитная коширота. Если θ_m заменить на географическую кошироту, получаем значения VADM.

В качестве временного интервала для проведения сравнительного анализа виртуального дипольного момента и момента для осесимметричного геоцентрального диполя брался период 0-5 млн лет. А именно, были изучены эпохи Брунес, Матуяма, Гаусс и Гильберт. Также отдельно проанализированы данные, отобранные только для периодов строго прямой, обратной полярности и по переходным зонам.

Оценивая «качество» данных можно отметить неудовлетворительным то, что имеется значительная «неравномерность» их по времени. На рис. 1 показаны гистограммы, отражающие этот факт.

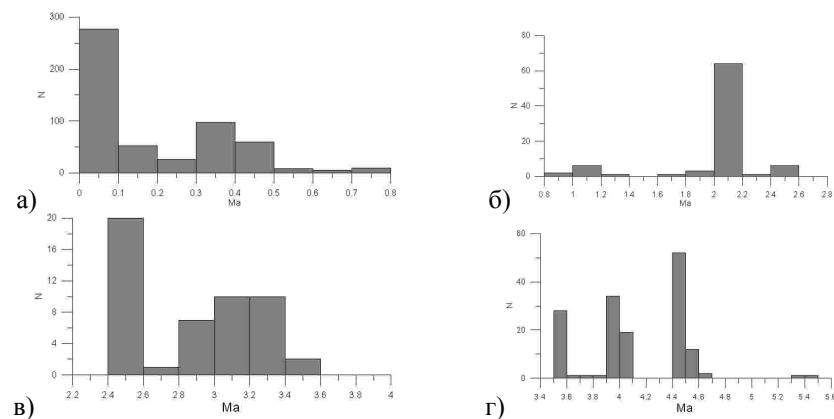


Рис. 1. Гистограммы распределения данных по шкале времени для эпохи Брунеса (а), Матуяма (б), Гаусс (в) и Гильберт (г)

Для того, чтобы максимально достоверно оценить средние значения VDM и VADM, использовался метод Bootstrap, уже довольно давно и широко используемый в различных областях, в том числе и в геомагнетизме. В табл. 1 представлены результаты расчетов.

Таблица 1.

	Bruhnes	Matuyama	Gauss	Gilbert	Normal	Revers	Transit
VDM, 10^{22}Am^2	7,72±2,74	5,45±2,91	6,60±2,99	6,82±2,95	7,66±2,85	6,27±2,76	4,57±2,77
VADM, 10^{22}Am^2	7,57±2,73	5,12±2,87	6,11±2,78	6,53±2,87	7,50±2,81	6,13±2,68	3,71±2,88
VADM/VDM, %	2	6	7	4	2	2	19

Несмотря на значительное (и естественно ожидаемое) среднеквадратичное отклонение для каждого из средних значений, тенденция превышения величины VDM над VADM сохраняется для всех изученных временных интервалов. Одним из объяснений этого, по предположению авторов, можно рассматривать влияние недипольных компонент в геомагнитное поле.

Зависимость VDM от наклонения (Inc) в точке определения При изучении данной зависимости хотелось исследовать не только как можно большее количество данных, но и представить временные интервалы, относящиеся к существенно различным периодам генерации магнитного поля Земли. Таким образом, были сформулированы следующие критерии выбора:

1. Выборка должна быть представительной, т.е. содержать достаточное количество определений VDM (не менее 50). Так как для фанерозоя количество данных из базы BOROKPINT.MDB. составляют более 90% от общего количества, были выбраны эпохи Брюнес, Матуяма, Гаусс, Гильберт и весь Кайнозой в целом, более древние эпохи не рассматривались.

2. Рассматривались интервалы с высокой (миоцен) и низкой (меловой период и пермо-карбонный субхрон) частотой инверсий. Частота инверсий, т.е. их количество за 1 млн лет, рассчитывалась с использованием магнитостратиграфической шкалы ВСЕГЕИ [6].

3. Отдельно была рассмотрена выборка по переходным зонам последних 5 млн лет (Transition Zones)

На рис. 2 представлены зависимости VDM от наклонения Inc, а для эпох Брюнес, Матуяма, Гаусс, Гильберт, переходным зонам и VADM(Inc), сплошной линией показана аппроксимация полиномом 2 степени.

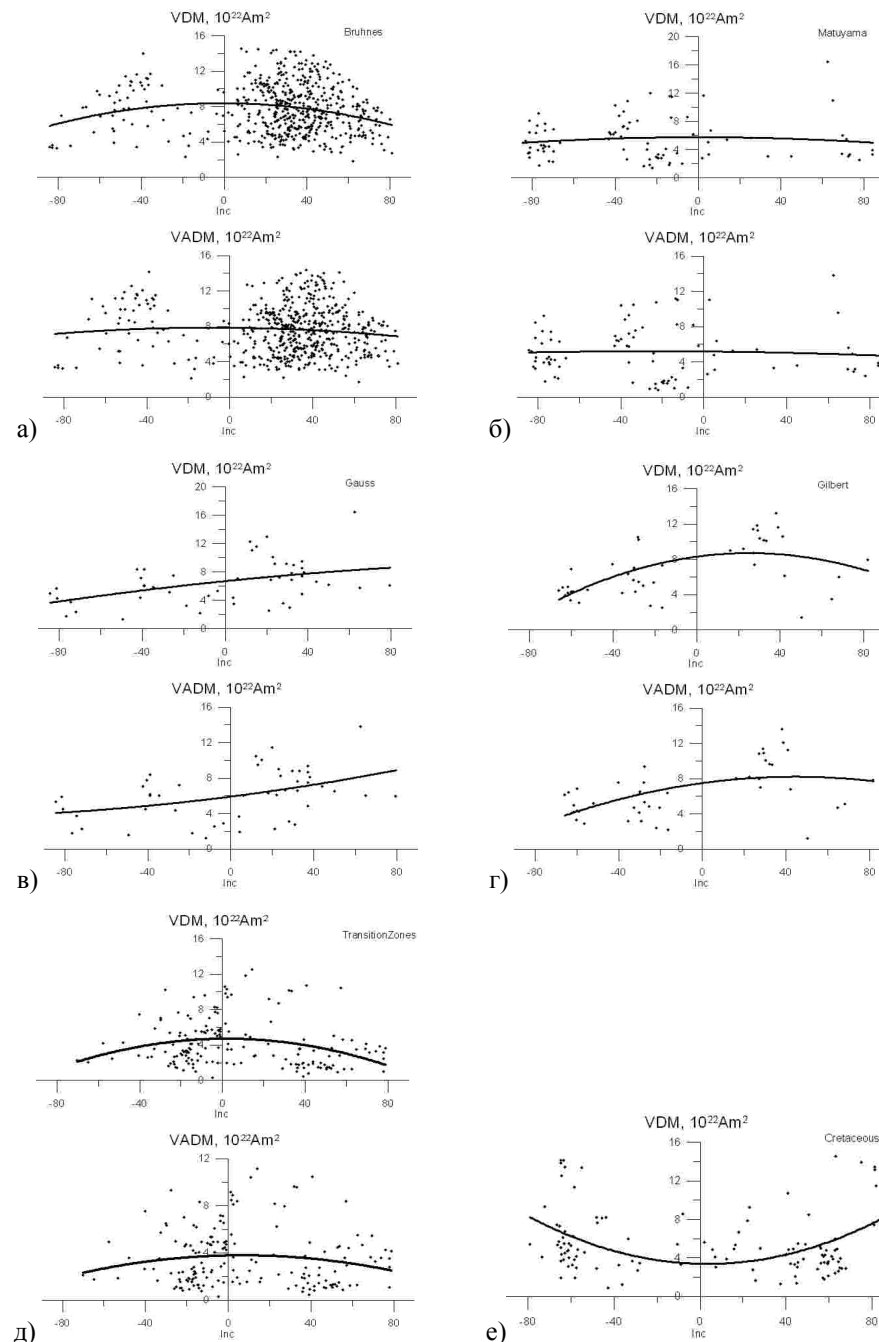


Рис. 2. (начало)

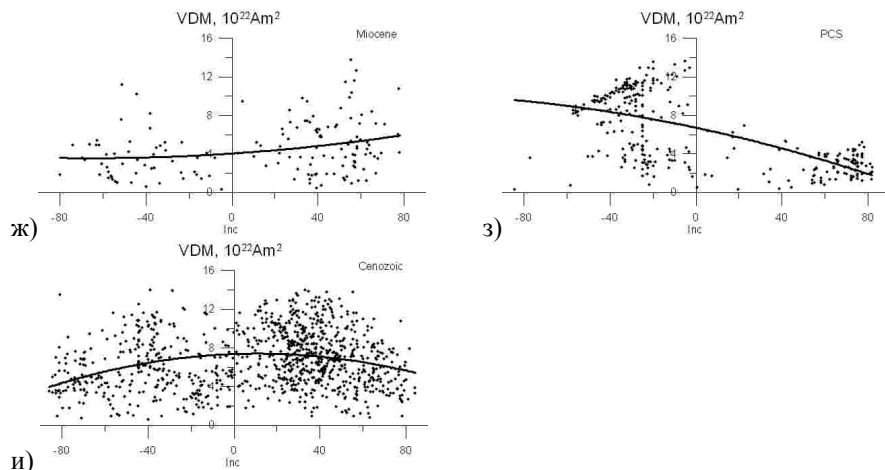


Рис. 2. (продолжение). Зависимости VDM(Inc) и VADM(Inc). а) – Брюнес, б) – Матуйяма, в) – Гаусс, г) – Гильберт, д) – переходные зоны из интервала 5 млн лет, е) – меловой период, ж) – Миоцен, з) – пермо-карбонный субхрон, и) – Кайнозой

Анализ графиков показывает, во-первых, неоднозначное поведение аппроксимирующей кривой. Если описывать ее как «выгнутую» и «вогнутую», её вид на первый взгляд не отражает такую характеристику временных интервалов, как частота инверсий и, возможно является следствием недостаточности данных. Однако, т.к. везде прослеживается нелинейность зависимости VDM(Inc) (в случае же зависимости VADM(Inc) для Брюнеса – зависимость почти линейная) это может быть отражением преобладания той или иной недипольной компоненты (квадруполь или октуполь). Во-вторых, обращает внимание то, что точки значе- ний момента расположены в виде «облаков» характерного вида, особенно для периодов с большим числом наблюдений.

Если рассмотреть подобные графики, рассчитанные по модели главного геомагнитного поля (IGRF) для современной эпохи, в зависимости от вклада той или иной недипольной компоненты, можно увидеть формирование похожих областей сгущения точек. На рис. 3 показаны результаты таких расчетов для эпохи 2005 года, доля квадрупольной и октупольной составляющей – порядка 5% от дипольной составляющей.

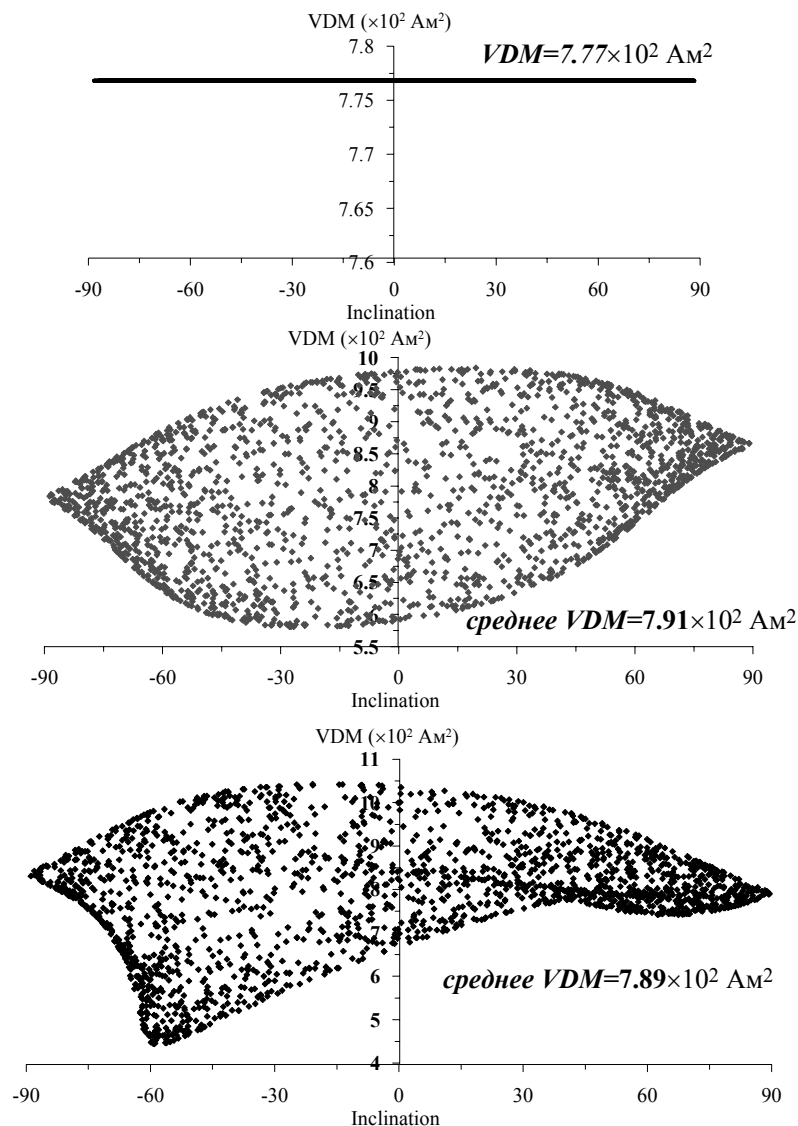


Рис. 3. Зависимости дипольного момента от наклонения, рассчитанные для эпохи 2005 года. Верхний – с учетом только дипольной составляющей, средний – с учетом дипольной и квадрупольной, нижний – с учетом дипольной, квадрупольной и октупольной составляющих.

Заключение Анализ величин VDM и VADM по МБД по палеонапряженности BOROKPINT.MDB. показал, что вклад мультипольных компонент в древнее геомагнитное поле мог быть существенным (т.е. оказывать влияние на результаты палеопределений) на протяжении длительных геологических интервалов времени. Это вывод свидетельствует в пользу точки зрения о том, что гипотеза ОГД не вполне точна.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-00878

1. *Timescales of the Paleomagnetic Field*. Geophysical Monograph. Series 145. AGU.2004.
2. *Веселовский Р.В., Павлов В.Э.* Новые палеомагнитные данные по пермо-триасовым траппам Сибири и проблема недипольности геомагнитного поля на границе палеозоя и мезозоя//Russian Journal of Earth Sciences. 2006. V.8. N1.
3. *Tanaka H., Kono M., Uchimura H.* Some global features of paleointensity in geological time. GJI. 1995. V.120. pp. 97-102
4. *Щербакова В.В., Щербаков В.П.* О критериях надежности результатов при определении напряженности древнего геомагнитного поля//Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика и эксперимент. Материалы международного семинара. Казань. 3-7 ноября 2004 г. Изд-во КГУ.
5. *Scherbakova V.V., Perrin M., Scherbakov V.P., Pavlov V.E., Ayvaz'yan A., Zhidkov G.V.* Rock magnetic and paleointensity results from mesozoic baked contacts of Armenia//Earth, Planets and space. 2009. V.60. P. 23-39
6. *Дополнения к Стратиграфическому кодексу России.* СПб. Изд-во ВСЕГЕИ. 2000. 110 с

БАЗА ДАННЫХ ПО ПАЛЕОНАПРЯЖЁННОСТИ: СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

*Е.С. Сергиенко¹, В.П. Щербаков², О.Ю. Калугин¹,
И.Н. Петров¹, Р.В. Смирнова¹*

¹ФГОУ ВПО «Санкт-Петербургский Государственный Университет», физический факультет; ²ГО «Борок» ИФЗ РАН

В работе представлены результаты анализа временного ряда изменения величины дипольного момента Земли (VDM) в геологическом прошлом с применением формальных математико-статистических методов. Целью исследования является анализ поведения величины VDM на протяжении фанерозоя, используя группу математико-статистических методов анализа, предназначенных для выявления структуры временных рядов. Выявление структуры временного ряда (в общем случае) необходимо для того, чтобы построить математическую модель явления, которое является источником анализируемого временного ряда. Дополнительно исследуется возможность выявления более тонких корреляционных связей между частотой инверсий и интенсивностью геомагнитного поля. В качестве характеристического показателя для магнитостратиграфической шкалы была выбрана частота инверсий за 1 млн. лет.

ДААННЫЕ

В работе использовались данные по палеонапряженности, содержащиеся в мировой базе данных BOROKPINT.MDB (<http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.htm>), размещенной на сайте ГО «Борок» ИФЗ РАН. Формировались две выборки для анализа. В первой использовались все данные, относящиеся к выбранному временному интервалу. Во второй отбирались определения, которые соответствуют современным критериям надежности палеомагнитных данных, сформулированные в [1; 2].

Сразу можно отметить отсутствие принципиальных различий в статистических характеристиках для двух выборок.

Для использования некоторых методов (имеющих дело с равномерным по оси времени распределением изучаемого параметра) наши ряды данных, характеризующиеся значительными пропусками наблюдений (рис. 1), подготавливались следующим образом. Проводилась аппроксимация рядов кубическими сплайнами, а затем производилась оцифровка полученной кривой с использованием программы Graph2Digit0.71b.

Характер данных также определил выбор временных интервалов для анализа. Так как почти 90% определений палеонапряженности относится к фанерозою, и кроме того, именно для фанерозоя магнитостратиграфическая шкала представляется наиболее достоверной (в работе использовалась шкала, опубликованная в [3]), период 0-500 млн лет был выбран в качестве основного для изучения.

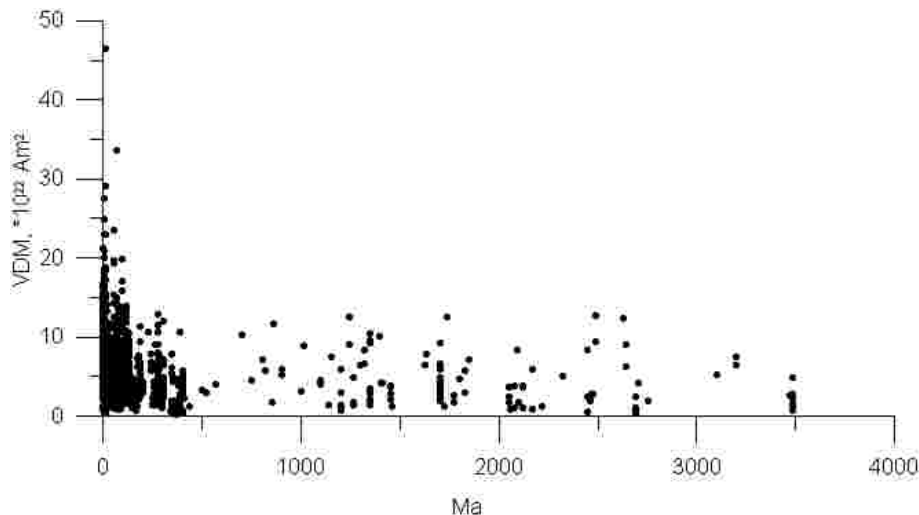


Рис. 1. Данные о величине VDM по всем определениям, содержащимся в BOROKPINT.MDB

МЕТОДЫ

1. Фрактальный анализ Будучи представлены в графическом виде, геофизические ряды данных часто обнаруживают особенности, характерные для фрактальных объектов. Можно даже утверждать, что статистическое самоподобие в определенных диапазонах временных или пространственных масштабов является для них скорее правилом, чем исключением. Естественным поэтому является желание применить к ним методы фрактального анализа, которые могут дать нам важную информацию [4].

Однако, поставив перед собой такую цель, мы должны прежде всего прояснить ряд моментов, касающихся отличия временных или пространственных рядов и, шире, любых функциональных зависимостей от фрактальных геометрических объектов. Проблема связана с тем, что, строго говоря, временной ряд не является геометрическим множеством точек, из-за чего возникают трудности с определением понятия *расстояния* между точками, лежащего в основе базисных определений фрактальной размерности. В случае временной зависимости координаты по различным осям в принципе неравноправны.

По-видимому, наилучшим выходом из данной ситуации будет являться принципиальный отказ от сведения временного ряда к геометрическому множеству точек и построение алгоритма оценки фрактальной размерности, изначально учитывающего неравноправие координат по различным осям, вытекающее из самой природы временного ряда (время – равномерно возрастающая переменная, изменчивость ряда определяется поведением измеряемой величины). При практической реализации подобных алгоритмов временная зависимость заменяется зависимостью от номера точки ряда, который служит естественной мерой масштаба. Фрактальный анализ кривых VDM для двух выборок был проведен с помощью программы Fractan 4.4. Были рассчитаны показатель Хёрста (H) и корреляционная размерность (D) для различных временных интервалов.

2. Фурье-анализ Надо заметить, что в случае исследования таких (неравномерных, с пропусками) рядов, как наши, классическое Фурье-преобразование не является наилучшим способом оценки периодичностей. Фурье-спектр дает набор частот, наблюдающийся в сигнале в каждый момент времени. Проследить же эволюцию сигнала с его помощью сложно. А наши данные обнаруживают тенденцию к временным изменениям периодичности. Но для первого шага в исследовании ряда представлялось логичным применить Фурье-анализ, как наиболее простой. Классическое преобразование Фурье было выполнено для временного интервала 0-100 млн.лет для обоих, описанных выше выборок.

3. Метод многофакторного анализа (метод Гусеницы) Целью этого метода является разложение временного ряда на интерпретируемые аддитивные составляющие [5]. При этом метод, в общем случае, не требует стационарности ряда, знания модели тренда, а также сведений о наличии в ряде периодических составляющих и их периодах. Очень кратко опишем, как работает метод. Для анализа временного ряда достаточно произвольно выбирается длина окна L. Затем строится траекторная матрица, столбцами которой являются скользящие отрезки ряда длины L. Следующий шаг – сингулярное разложение траекторной матрицы в сумму элементарных матриц, которая задается набором из собственного числа и двух сингулярных векторов – собственного и факторного. Если исходный ряд является суммой нескольких рядов, то, суммируя элементарные матрицы внутри каждого набора и, затем, переходя от результирующих матриц к ряду, мы и получаем необходимое разложение ряда на слагаемые. К недостаткам метода относится тот факт, что отсутствие модели не позволяет проверять гипотезы о наличии в ряде той или иной составляющей. Однако именно информация, получаемая с помощью метода Гусеницы, может быть предпосылкой для создания той или иной модельной гипотезы.

4. Вейвлет-анализ и анализ вейвлет-кросс-когерентности и фаз Кроме упомянутой выше особенности исследуемых рядов (нерегулярность данных), можно выделить еще одну. Скорее всего, можно предположить о существенной нелинейности процессов, определяющих поведение дипольного момента на протяжении геологической истории Земли и, как следствие этого, «эволюционирующий», «подвижный» характер выделяющихся в сигнале частот. Фурье-анализ и классический корреляционный анализ могут «пропустить» содержащийся в рядах данных нестационарный сигнал, а низкий коэффициент корреляции может быть следствием нестационарности связи между рядами на исследуемой частоте. Поэтому использование в нашем случае Вейвлет-анализа и анализа вейвлет-кросс-когерентности и фаз является наиболее предпочтительным. Эти методы позволяют выявлять полосы, «островки» доминирующих частот и проследить их изменчивость во времени. Авторами использовался пакет программ, разработанный для «MATLAB» А.Гринстедом. При этом, в качестве базисной функции (материнского вейвлета) применялся вейвлет Морле для $\omega_0=6$, обычно используемый для анализа рядов геофизических данных, т.к. он является очень хорошо локализованным как во временном пространстве, так и по частоте.

Конечно, пики, получаемые при анализе данных путем исследования их спектра вейвлет-кросс-когерентности, могут оказаться случайным совпадением и для выявления их физического смысла нужно интерпретировать их в рамках некоей

физической гипотезы. Вейвлет-анализ был проведен для данных по всему фанерозою и только для данных, соответствующих современным критериям надежности.

5. Метод разложения по эмпирическим модам (Empirical Mode Decomposition, EMD) Ввиду того, что ряды реальных данных являются, как правило, сильно зашумленными и содержат колебания на нескольких частотах (что и показал анализ наших рядов) изучение ряда в целом может не дать четких результатов. Содержащиеся в рядах VDM квазипериодические сигналы могут пропадать и снова появляться через какое-то время, либо может просто изменяться амплитуда гармоник. Для выявления подобных процессов подходит метод разложения по эмпирическим модам. Этот метод является эмпирическим, и его основной принцип заключается в том, что для исследуемого сигнала $x(t)$ ищется разложение на более простые элементы (моды) $x(t) = m_k[x](t) + \sum d_k[x](t)$, где $d_k[x](t)$ – амплитуда k -ой моды. Хотя каждая полученная мода имеет математический смысл, а рассматриваются реальные, физические сигналы, то возникает вопрос о том, какой физический смысл может нести каждая мода. Применение EMD позволяет выделять реальные сигналы, содержащиеся в исходном ряде, но скрытые среди сигналов на других частотах. Разложение исходного ряда на более простые моды позволяет очистить ряд от шумов и исключить тренд, а также проследить эволюцию гармоник. EMD-метод служит своего рода фильтром. Для того, чтобы исследовать эволюцию какой-либо гармоник с течением времени, можно применять EMD-метод в совокупности с вейвлет-анализом к отдельным модам.

РЕЗУЛЬТАТЫ

1. Фрактальный анализ показал, что для рядов 0-1, 0-500 и даже 0-3400 млн лет (при средних значениях показателя Хёрста (0.9) и корреляционной размерности (1.5)), процесс, отражающийся в изменениях дипольного момента, является персистентным (устойчивым к изменяющимся тенденциям), а изучаемые кривые являются гладкими детерминированными (дифференцируемыми) сигналами. Кстати сказать, что касается магнитостратиграфической шкалы, её фрактальный характер изучался уже довольно давно, и не вызывает сомнений [6].
2. Фурье-анализ и метод Гусеницы для различных длин окон L , примененные к интервалу 0-100 млн лет, выявили наличие 8 гармоник с периодами в 10, 8, 5, 4, 3, 2, 1.5 и 1 млн лет.
3. Результаты вейвлет-анализа и анализа вейвлет-кросс-когерентности для интервала 500 млн.лет представлены в виде топографических карт (рис. 2) вейвлет-спектров. Вейвлет-спектр имеет вид, характерный для ряда, составленного из нормального распределения и синусоидальной функции. Можно выделить несколько периодов по интервалу, наибольшей амплитудой характеризуются периоды около 100-128 и 20-25 млн лет, проявляющиеся на интервалах 200-400 и 80-120 млн лет соответственно.

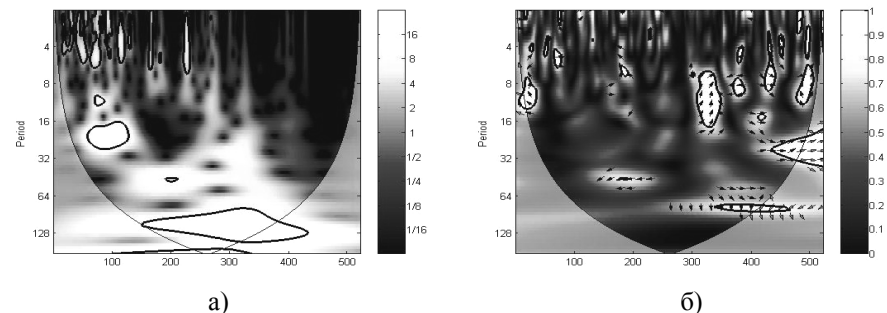


Рис. 2. Вейвлет-спектр ряда VDM (а) и спектр вейвлет-кросс когерентности и фаз (б) рядов VDM и частоты инверсий для периода 0-500 млн лет

Спектр вейвлет-когерентности и фаз показывает наличие корреляции на коротких временных интервалах на различных периодах. Для того, чтобы выяснить насколько реальны, «физичны» эти корреляции и периодичности, был и применен метод EMD (рис. 3).

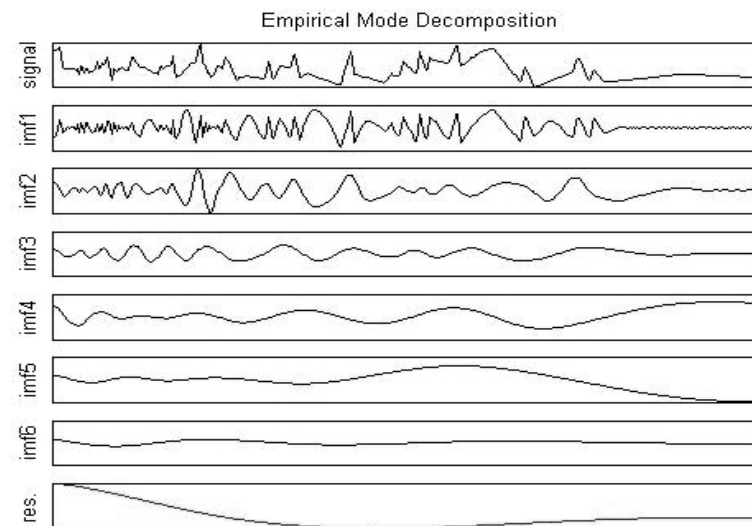


Рис. 3. Результат разложения по эмпирическим модам

Видно, что это кривые с изменяющейся амплитудой и выделенные частоты мод (всего их 6) нестационарны. Похожий характер имеет разложение ряда соответствующего сумме нормального распределения и синусоидальных сигналов. Для того, чтобы исследовать эволюцию какой-либо гармоник с течением времени, можно применять EMD-метод в совокупности с вейвлет-анализом к отдельным модам. На рис. 4 показан результат такого анализа для фанерозоя. При этом там представлены вейвлет-спектры для первых четырех мод, исключая трендовые составляющие.

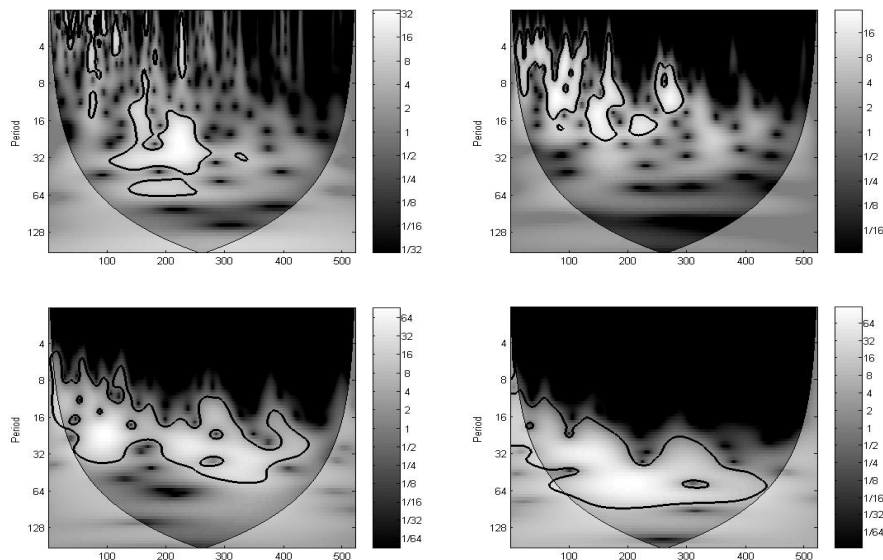


Рис. 4. Вейвлет-спектры для первых четырех эмпирических мод ряда VDM для фанерозоя.

Из наиболее четко выделяется квазипериодичность, меняющаяся от периода 8-12 до 32-50 млн лет на интервале времени 0-400 млн лет, а также меняющаяся от 15-20 до 50-70 млн лет на временном промежутке 0-450 млн лет.

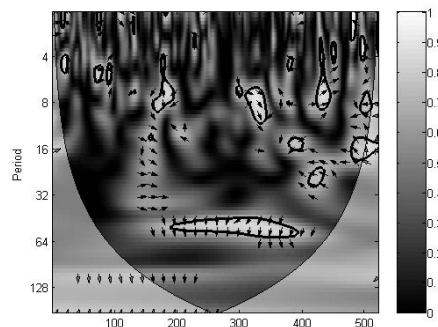


Рис. 5. Спектр вейвлет-кросс-когерентности для 4 эмпирической моды и частоты инверсий в фанерозое

По спектрам вейвлет-кросс-когерентности и фаз для эмпирических мод изучаемого временного ряда можно говорить, что корреляция между изменениями дипольного момента и частотой инверсий также имела сложное эволюционное развитие во времени. Выделенные области корреляций требуют, конечно, дополнительного исследования и более тщательного анализа для выявления физической достоверности каждого из них. На рис. 5 представлен случай наиболее длительного периода коррелированности изменений дипольного момента и

частот инверсий (на интервале времени 200-400 млн. лет для 50-ти млн. периода).

Заключение Применение формальных, математико-статистических методов к исследованию таких сложных временных рядов, к каким относится изменения дипольного момента Земли в геологическом прошлом показало правомочность такого подхода. Наличие статистически значимых результатов, подтверждаемых различными методиками, дает право надеяться и на их физическую обоснованность.

Анализ временного ряда VDM, с одной стороны, показал присутствие гармонических компонент в «сигнале» и характеризовал процесс, отражающийся в изменениях дипольного момента, как персистентный. С другой стороны, очевидно, что, выявленные квазипериодичности показывают сложную эволюционную картину. Были выявлены полосы, «островки» доминирующих частот и прослежена их изменчивость во времени.

Несмотря на нестационарность исследуемого ряда, а также, характерную особенность исходных данных по палеонапряженности (существенную неравномерность по шкале времени), применение формального подхода позволило показать наличие корреляции между изменениями дипольного момента и частотой инверсий геомагнитного поля для отдельных временных интервалов относительно некоторых выявленных в «сигнале» мод.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-00878

1. Щербакова В.В., Щербаков В.П. О критериях надежности результатов при определении напряженности древнего геомагнитного поля//Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика и эксперимент. Материалы международного семинара. Казань. 3-7 ноября 2004 г. Изд-во КГУ.
2. Scherbakova V.V., Perrin M., Scherbakov V.P., Pavlov V.E., Ayvaz'yan A., Zhidkov G.V. Rock magnetic and paleointensity results from mesozoic baked contacts of Armenia//Earth, Planets and space. 2009. V.60. P. 23-39
3. Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб. Изд-во ВСЕГЕИ. 2000. 110 с.
4. Крылов С.С., Бобров Н.Ю. Фракталы в геофизике. СПб. Изд-во СПбГУ. 2004. 136 с.
5. Троян В.Н., Киселев Ю.В. Статистические методы обработки и интерпретации геофизических данных. СПб. Изд-во СПбГУ. 2000. 578 с.
6. Anufriev A., Sololoff D. Fractal properties of geodynamo models//Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics. 2007. V.74. P.207-223

УСТОЙЧИВЫЕ КОНВЕКТИВНЫЕ И МАГНИТНЫЕ СОСТОЯНИЯ ЯДРА ЗЕМЛИ

С. В. Старченко

ИЗМИРАН, Троицк, (sstarchenko@mail.ru)

Аргументируется, что движимое трехмерной конвекцией сильно нелинейное геодинамо устойчиво находятся в МАК состоянии Брагинского, когда Магнитная сила Лоренца уравновешена силами Архимеда и Кориолиса. В этом состоянии магнитная энергия ядра значительно превосходит инерционную (кинетическую) энергию, а магнитное поле преимущественно симметрично относительно оси вращения. Предполагая слабое влияние магнитного поля на порождающую его конвекцию, получим изначально немагнитный ИАК (Инерция-Архимед-Кориолис) баланс между вращением, инерцией и плавучестью. Такой баланс неустойчив в ядре Земли, но может реализоваться в некоторых других планетах и крупных лунах. При той же энергетической поддержке ИАК характеризуют более высокие скорости конвекции по сравнению с МАК, но ИАК магнитное динамо, по-видимому, гораздо менее эффективно и более асимметрично. Впервые, исходя исключительно из физических закономерностей и наиболее достоверных наблюдательных данных, получены оценки типичных или характерных масштабов, скоростей и магнитных полей в МАК и ИАК состояниях без учета практически неизвестных коэффициентов переноса в глубинных недрах планет.

1. Введение и исходные соотношения Главной целью этой работы является выявление наиболее устойчивых нелинейных динамических состояний, определяющих конвективные скорости и порождаемые ими магнитные поля в жидких ядрах Земли и в других астрофизических объектах, подобных по строению их глубинных недр нашей Земле. Для определенности примем, что жидкое ядро Земли имеет общепринятую проводимость $\sigma = 4 \cdot 10^5 \text{ S m}^{-1}$ [1].

Аргументация этой работы базируется на исходных уравнениях планетарной конвекции и магнетизма [1–3] со скоростью, давлением, сверхадиабатической энтропией и концентрацией легкой примеси в качестве переменных. Считаем, что магнитное динамо движет конвекция, которая возникает из-за глобального охлаждения и гравитационно-химической дифференциации глубинных недр планеты или луны. Прямые наблюдения планетарных магнитных полей дают угловую скорость вращения, очень близкую к скорости вращения поверхности планеты, см. [1; 3] и их ссылки. Поэтому скорость вращения планеты Ω с большой точностью можно считать скоростью вращения её динамо-слоя. Для Земли $\Omega = 7 \cdot 10^{-5} / \text{s}$.

Если магнитное поле по каким-либо причинам мало, то главный силовой баланс будет между силой плавучести Архимеда и силой инерции. Последняя через напряжения Рейнольдса конвертируется в ‘турбулентную’ вязкость, становясь основной силой диссипации. Такой баланс между плавучестью и инерцией контролируется доминирующей силой вращения Кориолиса. Соответствующее состояние удобно назвать ИАК (Инерция-Архимед-Кориолис) состоянием. В следующем разделе 2, по-видимому, впервые аргументируется, что такое изначально немагнитное состояние неустойчиво для Земли, но может быть устойчи-

во в глубинных недрах других подобных Земле планет и лун. Наблюдательным обоснованием этому является, например сильная асимметрия магнитного поля Меркурия относительно оси вращения [4]. И в самом деле, исходя из известной теоремы Каулинга [1; 3], скорее всего, следует, что источником столь асимметричного магнитного поля является высоко симметричный и практически не зависящий от высоты почти двумерный конвективный ИАК поток.

Когда динамо достаточно сильно, как в Земле, – то будет доминировать МАК (Магнетизм-Архимед-Кориолис) состояние Брагинского [1], которое поддерживает симметричные магнитные поля посредством трехмерной конвекции, которая описывается в заключительном разделе 3 этой работы. При этом турбулентная магнитная диссипация является доминирующей по сравнению с инерционной диссипацией. Впервые в разделе 3 сделана физически аргументированная оценка типичного гидромагнитного масштаба прямо из уравнения магнитной индукции. Это позволило, так же, по-видимому, впервые, получить оценки МАК масштабов, скоростей, Архимедовых ускорений и физически аргументировать давно известную [1] простейшую полностью самосогласованную оценку геомагнитного поля в ядре $B = (\rho \Omega / \sigma)^{1/2}$, которая ранее обосновывалась практически только соображениями размерности [1–3].

Везде далее, следуя [1–3], пренебрегается эффектами, обусловленными молекулярной вязкой, тепловой и диффузионной диссипациями по сравнению с турбулентными эффектами, которые определяются инерционной и/или магнитной нелинейностью. Такой подход позволяет получить оценки типичных или характерных масштабов, скоростей и магнитных полей в МАК и ИАК состояниях без учета практически неизвестных коэффициентов переноса в глубинных недрах планет и крупных лун Земной группы.

Используем далее общепринятые соотношения из [1–3]. Содержательно же воспользуемся из [2] лишь интегральными оценками тепловой (12) и концентрационной (20) мощности источников конвекции. Объединим, фактически без потери общности, обе эти оценки в одну суммарную оценку:

$$VA = W.$$

Здесь V – типичная или средняя конвективная скорость, A – типичное или среднее ускорение Архимедовой силы плавучести, а W – суммарная мощность источников конвекции на единицу веса жидкого ядра планеты или луны. Последняя величина, как правило, оценивается достаточно уверенно из наблюдаемых энергетических потоков и независимых моделей внутреннего строения. Исходя, например, из достоверно известных для Земли тепловых и концентрационных потоков [1–3], получим с учетом максимально возможной ошибки:

$$W = (2 \pm 1) \cdot 10^{-12} \text{ W/kg}.$$

В отличие от [2] здесь ниже, прежде всего, более точно оценено влияние силы Кориолиса, которая, будучи сравнима с силой Архимеда, была слишком грубо оценена как $\Omega V = A$ в [2]. Избавляясь от давления при взятии ротора от уравнения движения (3) из [1–3], получим нашу более точную и оригинальную оценку:

$$\Omega V / H = A / d.$$

Соотношение (3) отражает доминирование вращения, при котором течение почти двумерное со слабой зависимостью по цилиндрической высоте z . Характерный размер (вдоль оси Z) рассматриваемого сферического слоя планеты H намного превосходит типичный или энергетически усредненный гидромагнитный масштаб d поперек Z . Естественно и удобно принять, что характерный размер современного ядра Земли $H=2000$ km. Малый типичный конвективный масштаб d определен далее непосредственно из физических закономерностей в отличие от [2], где он попросту фиксировался на уровне около $d = 0.03H$.

2. Конвективное ИАК состояние со слабым воздействием магнитного поля Предполагая слабое влияние магнитного поля на порождающую его конвекцию, получим немагнитный ИАК (Инерция-Архимед-Кориолис) баланс между вращением, инерцией и плавучестью. Соответственно пренебрежем ускорением магнитной силы Лоренца (см., например, в уравнении (3) из [2]) по сравнению с ускорением инерции. Последнее из очевидных энергетических соображений (см., например, интеграл уравнения движения в приложении В из [5]), для оценки следует приравнять к ускорению Архимеда:

$$VV / d = A .$$

Система немагнитных уравнений (1, 3, 4) имеет решение, масштабы которого d подобны Rhines scales из [6]:

$$d = (WH^3 / \Omega^3)^{1/5}, V = (W^2H / \Omega)^{1/5}, A = (W^3\Omega / H)^{1/5} .$$

Используя общеизвестные достоверные параметры (определенные выше) получим для ядра Земли:

$$d = 10 \text{ km}, V = 3 \text{ mm/s}, A = 10^{-9} \text{ m/s}^2 .$$

Очевидно, что немагнитная ИАК скорость конвекции из (6) значительно превышает геомагнитные МАК скорости, которые ранее определялись по вековым вариациям и теоретически, см. [1-3] и следующий раздел этой работы. Соответственно естественно предположить, что ИАК магнитное динамо крайне неэффективно в планетах и крупных лунах. Эта неэффективность обусловлена практически двумерной гироскопической структурой ИАК конвекции, которая слабо зависит от z координаты и, скорее всего, достаточно симметрично относительно оси вращения, чтобы породить слабое и сильно асимметричное магнитное поле. В современную эпоху в планетах и лунах Земной группы проявляется такое ИАК гидромагнитное динамо, по-видимому, только в ядре планеты Меркурий [4] и возможно частично оно поддерживает магнитное поле в недрах некоторых крупных лун Юпитера [7].

Марс, Луна и крупные Земле подобные луны планет гигантов вращаются достаточно быстро, чтобы к ним можно было уверенно применить соотношения (5). Венера же вращается слишком медленно (на два порядка медленней, чем Земля) и применимость соотношений (5) к ней еще возможна, но становится пограничной. Это видно при определении малого размера d из (5), который, сравним с размером H ядра Венеры при Земном значении W из (2) и угловой скорости вращения жидкого ядра Венеры $\Omega = 3 \cdot 10^{-7} / \text{s}$.

Для поддержания ИАК баланса максимально возможное магнитное поле должно быть таким, чтобы ускорения инерции из левой части (4) заведомо превышало магнитное ускорение (см. в уравнении (3) в [2]):

$$B^2 / (\mu_0 \rho d) .$$

Здесь B – типичное или среднее магнитное поле в рассматриваемом ядре планеты или луны, а ρ – средняя плотность ее ядра, $\rho = 10^4 \text{ kg/m}^3$ в ядре Земли. Геометрически экстраполируя наблюдаемое геомагнитное поле до границы с ядром, получим геомагнитное поле, достигающее величин порядка 10^{-3} T у границы ядро-мантия, а в глубине ядра возможны еще и большие величины [1-3]. Используя, таким образом, лишь нижний предел 10^{-3} T в (7) вместе с d из (6) уже получим такое противоречащее ИАК состоянию магнитное ускорение 10^{-8} m/s^2 , которое не меньше, а на порядок больше инерционного ускорения из левой части (4), равного Архимедову ускорению A из (6).

Таким образом, вышеописанный ИАК баланс заведомо неустойчив в ядре современной Земли, но может устойчиво реализоваться в таких планетах Земной группы, где генерация магнитного поля достаточно слаба (так, что (7) меньше или равно (4)) или полностью подавлена. Так же ИАК баланс мог или может реализоваться на ранней или поздней стадии эволюции Земли, когда геомагнитное поле было или будет достаточно слабым.

3. Конвективно-магнитное МАК состояние с сильным воздействием магнитного поля В МАК состоянии магнитное ускорение (7) доминирует над инерционным ускорением, которое оценено в левой части (4). Поэтому для силовой МАК оценки необходимо левую часть (4) заменить (7):

$$B^2 / (\mu_0 \rho d) = A .$$

Чтобы замкнуть МАК систему оценочных уравнений (1, 3, 8) для четырех переменных (d, V, A, B), необходима еще одна оценка, которую сделаем из еще не использованного нами уравнения магнитной индукции, см. например уравнение (2) в [2]. В МАК состоянии естественно считать, что магнитная генерация достаточно сильна. Это, как общеизвестно [1; 3], приводит к тому, что вектор магнитной индукции \mathbf{B} практически параллелен вектору скорости \mathbf{V} . Такая параллельность может несколько нарушаться там, где генерация не так сильна.

Во вращающихся быстро планетах и лунах отступление от параллельности скорости и магнитного поля будет, прежде всего, в направлениях цилиндрической высоты z вдоль оси вращения, где типичный масштаб H сравним с масштабом системы. В перпендикулярных же к оси вращения направлениях типичный масштаб d гораздо меньше H и генерация интенсивнее. Соответственно, используя общеизвестные векторные тождества, вышеуказанную существенную параллельность на малых масштабах и менее существенную параллельность на больших масштабах, оценим отвечающий за генерацию магнитного поля член уравнения индукции как

$$|\nabla \times (\mathbf{V} \times \mathbf{B})| \sim VB / H .$$

Магнитная диссипация, как и генерация, наиболее интенсивна в малых масштабах, поэтому отвечающий за диссипацию член уравнения индукции оценим как обычно [1–4]:

$$|(\nabla \times \nabla \times \mathbf{B}) / (\mu_0 \sigma)| \sim B / (\mu_0 \sigma d^2).$$

Поскольку генерация (9) компенсирует диссипацию (10), то получим искомую замыкающую оценку:

$$V = H / (\mu_0 \sigma d^2).$$

Смысл этой оценки, полученной так физически обоснованно впервые, в том, что типичный или характерный гидромагнитный масштаб d пропорционален обратному корню из магнитного числа Рейнольдса.

Решая выведенную систему из четырех алгебраических уравнений (1, 3, 8, 11) для Земли и тех планет и лун, которые подобно Земле находятся в МАК состоянии, так же впервые получим:

$$d = (H\Omega / \mu_0^2 \sigma^2 W)^{1/3}, \quad V = (W^2 H \mu_0 \sigma / \Omega^2)^{1/3}, \quad A = (W\Omega^2 / H \mu_0 \sigma)^{1/3}, \\ B = (\rho \Omega / \sigma)^{1/2}.$$

Особо следует отметить последнее простое и самосогласованное соотношение для геомагнитного поля B в (12), которое впервые полностью физически обоснованно этой работой, а ранее приводилось практически лишь из соображений размерности.

Используя общеизвестные достоверные параметры, определенные выше, окончательно получим весьма реалистичные (ср. с [1–3]) значения для жидкого ядра Земли:

$$d = 60 \text{ km}, \quad V = 1 \text{ mm/s}, \quad A = 2 \cdot 10^{-9} \text{ m/s}^2, \quad B = 13 \cdot 10^{-4} \text{ T}.$$

Соответствующее (13) инерционное ускорение из левой части (4) на два порядка меньше магнитного ускорения (7), равному ускорению Архимеда из (13). Поэтому МАК состояние будет устойчивым, и типичная мощность изменений кинетической энергии будет на те же два порядка меньше мощности магнитной энергии ядра Земли. Таим образом, МАК гидромагнитное динамо значительно более эффективно по сравнению с ИАК динамо, которое рассмотрено выше. МАК конвекция при этом, скорее всего, будет по сравнению с ИАК конвекцией (см. предыдущий раздел 2) более асимметрична и трехмерна, что естественным образом приведет к генерации почти стационарного, симметричного и преимущественно дипольного геомагнитного поля.

1. *Braginsky, S. I. and Roberts, P. H.* (1995) Equations governing convection in the Earth's core and the geodynamo, *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics* 79, 1-97.
2. *Starichenko, S. V. and Jones, C. A.* (2002) Typical velocities and magnetic field strengths in planetary interiors, *Icarus* 157, 426–435.
3. *Glatzmaier, G. A. and Roberts, P. H.* (1997) Simulating the geodynamo, *Contemporary Physics* 38 (4), 269-288.
4. *Christensen, U. R.* (2006) A deep dynamo generating Mercury's magnetic field, *Nature* 444, 1056-1058.
5. *Starichenko С. В.* (2009) Почти адиабатическая планетарная конвекция: основания, нелинейное масштабирование и линейная устойчивость, подано в ЖЭТФ.
6. *Rhines, P. B.* (1975) Waves and turbulence on a beta plane, *J. Fluid Mech.* 69, 417-433.
7. *Кусков О. Л., Кронрод В. А.* (1998) Модели внутреннего строения спутников Юпитера - Ганимеда, Европы и Каллисто, *Астрономический вестник* 32 (1), 49-57.

ПРИМЕНЕНИЕ ИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ В ИССЛЕДОВАНИЯХ В ОБЛАСТИ ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА И МАГНЕТИЗМА ГОРНЫХ ПОРОД

Н.К. Сычева, А.Н. Сычев, Ю.К. Виноградов

ГО «Борок» ИФЗ РАН

В Геофизической обсерватории «Борок», в условиях практически полного отсутствия индустриальных электромагнитных помех, создан уникальный комплекс магнитометрической аппаратуры. Измерения и исследования, проводимые на оборудовании комплекса, направлены на получение достоверной информации о магнитных свойствах образцов горных пород. К ним относятся измерения магнитной восприимчивости и намагниченности насыщения, естественной остаточной намагниченности и гистерезисных параметров, изучение температурной зависимости намагниченности насыщения и разных

видов остаточной намагниченности, в том числе термоостаточной, остаточной намагниченности насыщения, идеальной намагниченности, проведение полностью автоматизированной и компьютеризированной процедуры определения палеонапряженности по методу Телье. В рамках выполнения проекта РФФИ 07-07-002309 уникальный комплекс оборудования для проведения разнообразных магнитных измерений, изучения состава и структуры ферромагнитных минералов объединен в единый автоматизированный информационно-измерительный комплекс для исследований в области палеомагнетизма и магнетизма горных пород.

Информационно-измерительный комплекс представляет собой информационную систему, состоящую из мощного и надежного компьютера – сервера Dell PowerEdge T300 и комплекса приборов с управляющими компьютерами, объединенных в единую локальную сеть (рис. 1). В серверах Dell PowerEdge T300 используется усовершенствованная однопроцессорная системная плата, а также специально разработанные процессоры, обеспечивающие высокую производительность и отказоустойчивость, что делает его одним из самых производительных однопроцессорных серверов в своем классе. Благодаря жестким дискам с возможностью «горячего» подключения и резервному блоку питания, сервер Dell PowerEdge T300 обеспечивает повышенную надежность и защиту данных. Кроме того, имеется возможность наращивать объем оперативной памяти до 24 Гб. На настоящий момент в локальную сеть комплекса объединены управляющие компьютеры семи приборов: астатического магнитометра, термомагнитного анализатора фракций (2 прибора), двухкомпонентного термомагнитометра (2 прибора), трехкомпонентного термомагнитометра, измерителя гистерезисных параметров образцов горных пород [1]. По мере появления в ГО «Борок» ИФЗ РАН нового компьютеризированного оборудования, количество приборов, входящих в информационно-измерительный комплекс, может быть увеличено. На сервере установлена операционная система Linux version 2.6.22.9-server-1mdv, а также специальное серверное программное обеспечение, в том числе MySQL-сервер. На аппаратной платформе сервера создан сайт информационно-измерительного комплекса <http://palmag.yar.ru>, с которого, в частности, имеется

возможность свободного скачивания Мировой базы данных по палеонапряженности (World Paleointensity Database) [2].

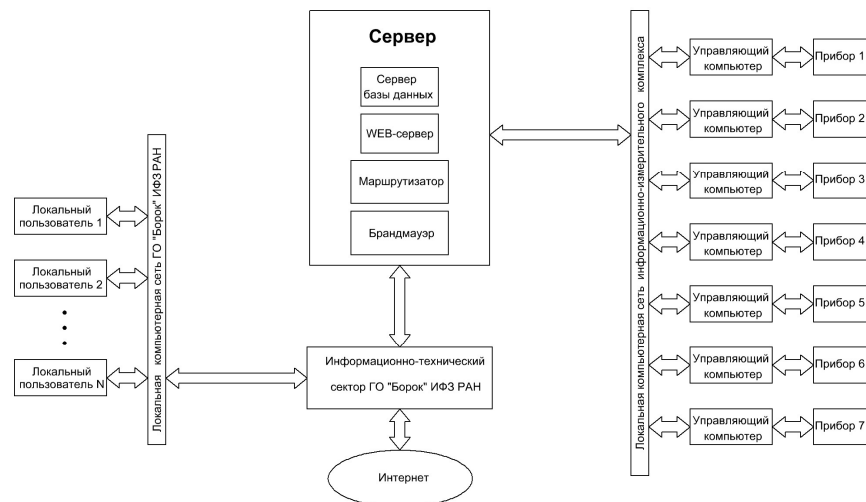


Рис. 1. Структурная схема информационно-измерительного комплекса для исследований в области палеомагнетизма и магнетизма горных пород.

Проблемно-ориентированная база данных, предназначенная для хранения палеомагнитных данных, полученных как в результате непосредственных измерений, так и после обработки и анализа данных экспериментов, построена в СУБД с открытым исходным кодом MySQL 5.0. СУБД MySQL – это СУБД архитектуры «клиент-сервер» с возможностью удаленного доступа, сервер баз данных СУБД MySQL может обслуживать запросы, представленные на языке SQL (Structured Query Language – структурированный язык запросов) от разнообразных клиентов, один сервер может осуществлять управление огромным количеством баз данных. По скорости обработки запросов СУБД MySQL является одной из самых быстрых в мире. MySQL с версии 5.0 полностью соответствует стандарту SQL, что обеспечивает совместимость с другими базами данных. В СУБД MySQL имеется широкий выбор типов таблиц, что позволяет получить оптимальную для поставленной задачи производительность и функциональность. Режим «клиент-сервер» построен с помощью SQL-запросов.

Интерфейс автоматизированного рабочего места (АРМ) и пакет прикладных программ созданы в лицензионной версии мощной современной среды программирования Delphi 2007 for Win32 Enterprise, ориентированной на разработку приложений баз данных. В качестве технологии доступа к данным выбрана технология dbExpress, являющаяся полнофункциональной, высокопроизводительной, многопользовательской системой для работы с SQL-серверами баз данных, отличающаяся короткими транзакциями, небольшим размером программы и используемых ею ресурсов, легким распространением приложения. Технология dbExpress является межплатформенной, и может работать как в Windows, так и в Linux, обеспечивает легкий и быстрый механизм доступа к данным. Технология dbExpress в версии Delphi 2007 for Win32 Enterprise поддерживает работу с

СУБД MySQL 4.1/5.0. При разработке приложения были разделены работа с данными и пользовательский интерфейс. Это сделано с помощью модулей данных (невидимые формы Delphi, на которых размещены невидимые компоненты: наборы данных, источники данных и другие элементы, с помощью которых осуществляется связь с базами данных).

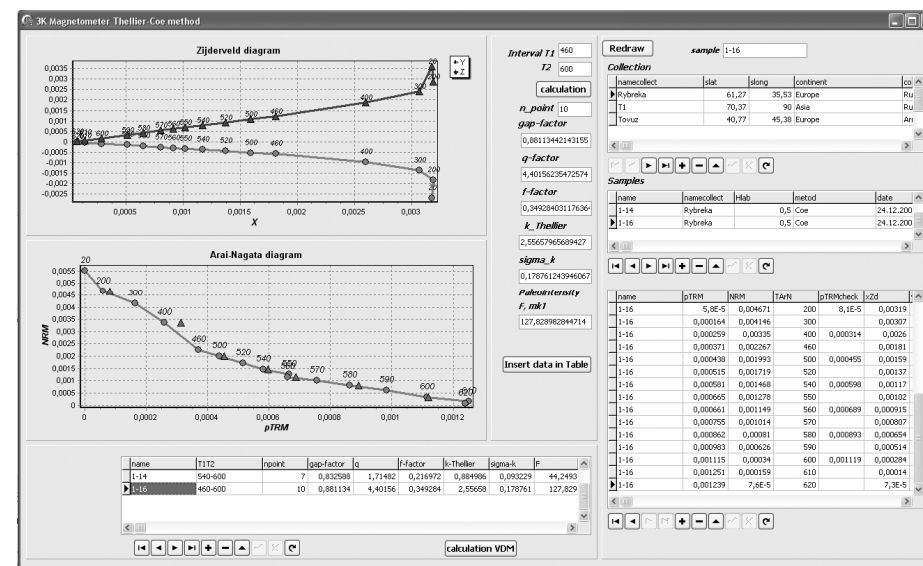


Рис. 2. Пользовательский интерфейс АРМ: обработка результатов измерений на трехкомпонентном магнитометре - построение диаграмм Арай-Нагата и Зийдervельда.

Интерфейс пользователя АРМ построен на основе форм Delphi (рис. 2). Основные функции разработанного АРМ: получение пользователями с сервера баз данных результатов экспериментов со всех приборов информационно-измерительного комплекса, обработка результатов экспериментов, представление их в графическом виде, сохранение результатов обработки данных и расчетов в таблицах базы данных, поиск и выборка необходимой информации по заданным критериям, возможность ручного ввода информации. Программное обеспечение, управляющее приборами, позволяет по локальной сети информационно-измерительного комплекса передавать результаты измерений и предварительной обработки непосредственно на сервер баз данных. Программы, управляющие приборами, и пакет прикладных программ по обработке результатов экспериментов являются уникальными разработками участников проекта РФФИ 07-07-00209. В настоящее время информационно-измерительный комплекс работает в тестовом режиме.

Работа выполнена при помощи гранта РФФИ 07-07-00209

1. С.В.Анисимов, Э.М.Дмитриев, Н.К.Сычева, А.Н.Сычев, В.П.Щербаков, Ю.К.Виноградов. Информационные технологии в геомагнитных измерениях на Геофизической обсерватории "Борок" // Геофизические исследования. 2008. Т.9. №3. С. 62-76.
2. В.П. Щербаков, Н.К. Сычева. Мировая база данных по палеонапряженности: история создания и инструкция к пользованию // Материалы семинара "Палеомагнетизм и магнетизм горных пород", Борок, 22-25 октября 2009 г.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА РЕКИ ЧИРЧИК НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА АРКУТСАЙ

Х.А. Тойчиев, А.Г. Стельмах

Национальный университет Узбекистана, Ташкент, (stelmakh@rambler.ru)

Формирование четвертичного покрова Узбекистана происходило в условиях тектонической подвижности Западного Тянь-Шаня. Эти тектонические движения имели импульсивный характер и развивались неравномерно в пространстве и во времени. Вследствие чего, разрезы четвертичных отложений отличаются значительной литолого-фациальной изменчивостью и невыдержанностью мощностей, что затрудняет их стратификацию. Литологически четвертичные образования представлены конгломератами, галечниками, песками, супесями, суглинками, лессами, лессовидными породами и каменными лессами; наибольшее распространение получили лессы и лессовидные породы. Первичная окраска пород лессов и лессовидных суглинков желтовато-серая, серая, вторичная окраска – характерная для почвенных горизонтов и каменных лессов – темно-серая, серовато-коричневая, коричневая, красновато-коричневая и кирпично-красная. По генетическим признакам четвертичные отложения подразделены на: 1) пролювиально-аллювиальные, 2) ледниковые, 3) аллювиально-дельтовые, 4) делювиально-пролювиальные, 5) озовые, 6) озерные, 7) хемогенные, 8) элювиальные, делювиальные и элювиально-делювиальные. Эти генетические типы отложений имеют определенную географическую закономерность в распространении по территории Узбекистана. Мощность четвертичных отложений изменяется от 5-10 м до 500 м и более в межгорных прогибах и не выдержана в пространстве; при этом максимальные мощности приходятся делювиальным отложениям.

Разнообразие литологического состава и генетических типов, их локальный характер развития, отсутствие фауны и флоры, неравномерность проявления четвертичной тектоники требует всестороннего комплексного исследования четвертичных отложений Узбекистана. В связи с этим методы исследования этих отложений очень разнообразны и нередко сложны. Необходимы подтверждения выводов различными методами. Учитывая большие возможности палеомагнитного метода [1–3], нами были проведены целенаправленные магнитостратиграфические исследования четвертичных отложений. Объектами палеомагнитных исследований явились различные литологические и генетические типы четвертичных отложений восточного Узбекистана. Среди изученных более 60 геологических разрезов четвертичных отложений имеются как полные, непрерывные разрезы стратиграфических подразделений эоплейстоцена, плейстоцена и голоцена, так и сокращённые, т.е. состоят из отдельных, частных разрезов эоплейстоценовых, плейстоценовых и голоценовых отложений, что в комплексе дополняют друг друга. Для повышения точности корреляции из числа изученных разрезов были выделены основные, которые наиболее полно отражают палеомагнетизм отложений эоплейстоцена, плейстоцена и голоцена. Одним из таких разрезов является разрез Аркутсай, расположенный в предгорной части бассейна р. Чирчик возле первого притока р. Угам на южном склоне Каржантаутского хребта (рис. 1). Отложения разреза вскрыты оползнем на правом борту Аркутсая и

представлены лёссовидными и погребёнными почвенными горизонтами общей мощностью 70 м, которые на участке исследования со стратиграфическим несогласием залегают на неогеновых отложениях. В лессово-почвенной формации разреза нами выделено до 19 погребённых почвенных горизонтов. Прежде чем перейти к рассмотрению палеомагнитных характеристик, в начале приведём детальное литологическое описание разреза, который сверху вниз представлен следующими отложениями (мощность, м):

- 1) современная почва ПГ-1, суглинок серый, комковатый, пористый, известковый, переход постепенный (0.9);
- 2) суглинок светло-серый, плотный, слабосцементированный, переход резкий (1.10);
- 3) суглинок серый, плотный, однородный, слабоизвестковистый, переход резкий (1.50);
- 4) погребенный почвенный горизонт ПГ-2, суглинок, красновато-коричневый, плотный, комковатый, с включением глинистой конкреции, известковистый, переход резкий (2.50);
- 5) суглинок серый, серовато-коричневый, плотный, однородный, слабоизвестковистый, переход резкий (0.26);
- 6) погребенный почвенный горизонт ПГ-3, суглинок, красновато-коричневый, плотный, комковатый, встречаются кристаллы гипса, переход постепенный (2.0);
- 7) карбонатный подпочвенный горизонт, плотный, сцементированный (0.24);
- 8) суглинок розовато-коричневый, плотный, сильно известковистый, слабосцементированный, переход резкий (0.6);
- 9) суглинок светло-серый, серый, плотный, однородный, переход резкий (5.25);
- 10) погребенный почвенный горизонт ПГ-4, суглинок, серый, серо-коричневый, комковатый, комки угловатые, с резким включением глинистых конкреций, переход резкий (1.15);
- 11) суглинок светло-серый, плотный, известковистый, слабосцементированный, переход резкий (0.5);
- 12) суглинок серый, плотный, однородный, переход резкий (0.9);
- 13) погребенный почвенный горизонт ПГ-5, суглинок, серый, красновато-коричневый, плотный, комковатый, комки угловатые, известковистый, переход постепенный (2.0);
- 14) карбонатный горизонт, плотный, сцементированный, переход резкий (0.6);
- 15) погребенный почвенный горизонт ПГ-6, суглинок, серый, серо-коричневый, плотный, комковатый, с глинистыми и известковистыми включениями, переход резкий (1.10);
- 16) суглинок светло-серый, серый, плотный, однородный, переход резкий (2.0);
- 17) погребенный почвенный горизонт ПГ-7, суглинок, красно-коричневый, плотный, комки угловатые, известковый, с глубиной известковость увеличивается (2.75);
- 18) карбонатный горизонт, плотный, сцементированный, переход резкий (0.25);

- 19) суглинок, светло-серый, серый, плотный, известковистый, однородный, переход резкий (3.25);
- 20) погребенный почвенный горизонт ПГ-8, суглинок, серо-коричневый, плотный, комковатый, комки угловатые, известковистый, переход постепенный (2.35);
- 21) суглинок, серый, плотный, однородный, слабосцементированный, переход резкий (4.60);
- 22) погребенный почвенный горизонт ПГ-9, суглинок светло-серый, серый, плотный, с глинистыми конкрециями, переход резкий (1.25);
- 23) погребенный почвенный горизонт ПГ-10, суглинок, серый, серовато-коричневый, плотный, комковатый, комки угловатые, известковистый, переход постепенный (2.75);
- 24) карбонатный горизонт (0.9);
- 25) суглинок, серый, плотный, однородный, переход резкий (1.10);
- 26) погребенный почвенный горизонт ПГ-11, суглинок, серовато-коричневый, коричневый, комковатый, плотный, комки угловатые, переход постепенный (1.75);
- 27) карбонатный горизонт (0.9);
- 28) погребенный почвенный горизонт ПГ-12, суглинок, серый, плотный, комковатый, комки угловатые, известковистый, переход постепенный (2.75);
- 29) карбонатный горизонт, плотный, сцементированный, переход резкий (0.60);
- 30) суглинок, серый, серовато-коричневый, плотный, однородный, известковистый, переход резкий (3.0);
- 31) погребенный почвенный горизонт ПГ-13, суглинок, серовато-коричневый, коричневый, плотный, комковатый, известковистый, комки угловатые, переход резкий (1.5);
- 32) суглинок, серый, плотный, однородный, известковистый, переход резкий (2.5);
- 33) погребенный почвенный горизонт ПГ-14, суглинок, красновато-коричневый, плотный, известковистый, переход постепенный (1.0);
- 34) карбонатный горизонт (0.35);
- 35) погребенный почвенный горизонт ПГ-15, суглинок, серовато-коричневый, плотный, известковистый, переход резкий (1.25);
- 36) карбонатный горизонт (0.1);
- 37) суглинок, серый, серовато-коричневый, плотный, однородный, переход резкий (2.80);
- 38) погребенный почвенный горизонт ПГ-16, суглинок, серо-коричневый, коричневый, плотный, известковистый, переход постепенный (3.5);
- 39) карбонатный горизонт (0.5);
- 40) погребенный почвенный горизонт ПГ-17, суглинок, серовато-коричневый, коричневый, плотный, комковатый, комки угловатые, с редким включением глинистых конкреций, известковистый, переход постепенный (1.1);
- 41) карбонатный горизонт (0.25);
- 42) погребенный почвенный горизонт ПГ-18, суглинок, серовато-коричневый, коричневый, плотный, известковистый, переход постепенный (1.23);

- 43) карбонатный горизонт (0.25);
- 44) погребенный почвенный горизонт ПГ-19, суглинок, серый, серовато-коричневый, плотный, известковистый, переход резкий (1.5);
- 45) суглинок, серый, серовато-коричневый, плотный, однородный, известковистый (2.0);
- 46) неогеновые отложения.



Рис. 1. Четвертичные отложения разреза Аркутсай.

В целом, строение разреза сложное и очень изменчивое, однако четко выделяются горизонты лессовых отложений и погребенных почв.

Для палеомагнитных и магнитных исследований был получен материал из 3360 ориентированных образцов, которые до глубины 50 м разреза отбирались сплошную, с 50 до 70 м с интервалом 0.1 м. Такой сплошной отбор исключает пропуск записи кратковременных геомагнитных отклонений. При этом раскоп для отбора образцов составлял до 4 м в глубину стенки обнажения, что позволило нам отобрать свежий, не подвергнутый выветриванию материал.

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 установлено, что естественная остаточная намагниченность (ЕОН) прямо намагниченных суглинков изменяется в пределах $(8.0 \div 16.0) \cdot 10^{-6}$ СГС, а обратно намагниченных $(1.0 \div 8.0) \cdot 10^{-6}$ СГС. Вверх по разрезу величина ЕОН суглинков незначительно увеличивается.

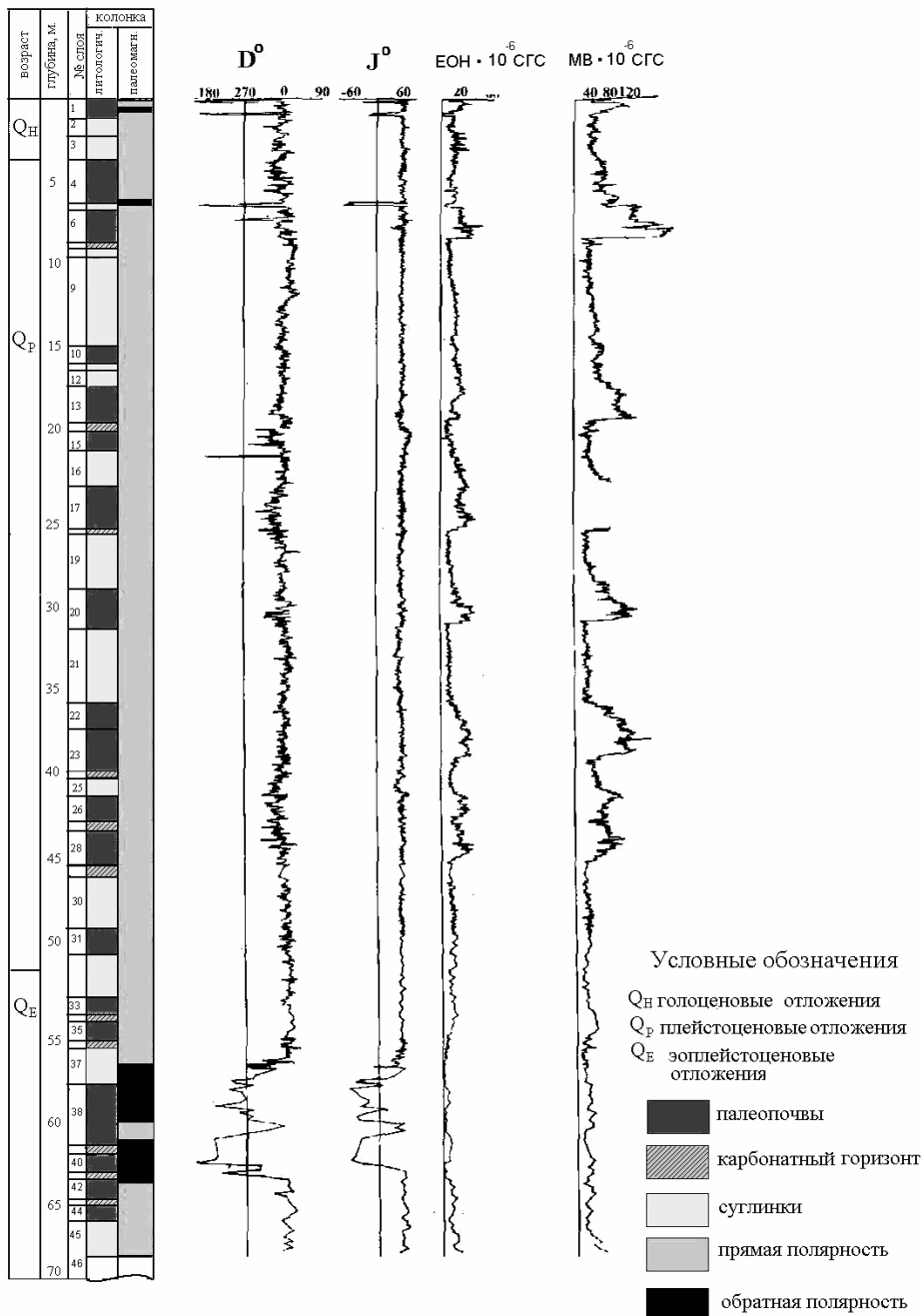


Рис. 2. Палеомагнитная характеристика четвертичных отложений разреза Аркутсай.

Магнитная восприимчивость (МВ) прямо намагниченных суглинков изменяется в пределах $(18.0 \div 38.0) \cdot 10^{-6} \text{СГС}$ при среднем значении МВ равном $30.2 \cdot 10^{-6} \text{СГС}$, а обратно намагниченных в пределах $(16.0 \div 42.0) \cdot 10^{-6} \text{СГС}$ при среднем значении МВ равном $19.8 \cdot 10^{-6} \text{СГС}$. В палеопочвах ЕОН изменяется в широких пределах $(12.6 \div 49.0) \cdot 10^{-6} \text{СГС}$ при среднем значении ЕОН равном $24.2 \cdot 10^{-6} \text{СГС}$, а МВ в пределах $(37.0 \div 224.0) \cdot 10^{-6} \text{СГС}$ при среднем значении МВ равном $73.5 \cdot 10^{-6} \text{СГС}$. В палеопочвах прямо намагниченной зоны ЕОН и МВ коррелируют между собой: чем выше значения МВ, тем выше ЕОН. В почвообразующих породах такая корреляция встречается в отдельных случаях. В палеопочвах обратно намагниченной зоны корреляция между ЕОН и МВ не отмечается и их величины значительно ниже, чем в прямо намагниченных палеопочвах. Высокие значения ЕОН и МВ отмечаются в следующих погребенных почвенных горизонтах ПГ-2, ПГ-4, ПГ-6, ПГ-8, ПГ-9, ПГ-10 и ПГ-12.

Палеомагнитное изучение разреза позволило определить, что лессово-почвенные отложения сверху до глубины 52 м намагничены по направлению современного геомагнитного поля ($D_{\text{cp}}=3^\circ$; $J_{\text{cp}}=60^\circ$) и до глубины 7 м имеются три обратных кратковременных эпизода: ($D_{\text{cp}}=184^\circ$; $J_{\text{cp}}=-36^\circ$), ($D_{\text{cp}}=180^\circ$; $J_{\text{cp}}=-28^\circ$) и ($D_{\text{cp}}=180^\circ$; $J_{\text{cp}}=-62^\circ$). В нижней части разреза на глубине от 50 до 70 м в обратно намагниченных отложениях ($D_{\text{cp}}=180^\circ$; $J_{\text{cp}}=-58^\circ$) установлены три прямо намагниченных горизонта: ($D_{\text{cp}}=0^\circ$; $J_{\text{cp}}=58^\circ$), ($D_{\text{cp}}=3^\circ$; $J_{\text{cp}}=56^\circ$) и ($D_{\text{cp}}=7^\circ$; $J_{\text{cp}}=58^\circ$) (рис. 2).

Палеомагнитная характеристика четвертичных отложений разреза Аркутсай позволяет отнести обратно намагниченные породы (верхи зоны Матуяма) к эоплейстоцену, а прямо намагниченные породы верхней части разреза (зона Брюнес) к плейстоцену и голоцену [4; 5]. Выявленные отклонения геомагнитного поля в рассматриваемом разрезе наблюдаются также в удаленных разрезах Узбекистана и могут быть использованы при расчленении и корреляции четвертичных отложений.

Работа выполнена в рамках грантов А-4-21 и А-4-31 прикладных исследований ЦНУГ РУз

1. Стельмах А.Г., Абдуназаров У.К., Тойчиев Х.А. «Палеомагнитная и палеопочвенная стратификация голоценовых отложений Приташкентского района» // В журнале "Вестник НУУз", Ташкент: Университет. - 2009. - № 4/1, С. 40-44.
2. Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г. «Изучение геомагнитного поля по отложениям четвертичного периода бассейна рек Чирчик и Ангрен» // В сборнике «Геодинамика Фанерозоя Тянь-Шаня: принципы районирования, эволюция и минерагения», Ташкент: Университет. - 2009 г., С. 11-15.
3. Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г. «Основные проблемы стратиграфии эоплейстоценовых и плейстоценовых отложений Узбекистана и пути их решения» // В журнале "Вестник НУУз", Ташкент: Университет. - 2009. - № 4/1, С. 32-35.
4. Stelmakh A.G. Toychiev H.A. Geomagnetic field in Holocene time on example of the sections in the Chirchik river basin of Uzbekistan // The 33rd Geological Congress, Oslo 2008. - P. 200.
5. Toychiev H.A., Stelmakh A.G. Chronology of loess sediments in the orogenic region of the Uzbekistan on base using of the magniostatigraphic method // Climate Change and Landscape Evolution in the Central Asian Mountains and the Surrounding Basins: Past, Present and Future. International symposium in memory of the 80th anniversary of the German-Russian Alay/Pamir - Expedition in 1928. (Tashkent, 18th to 20th August 2008), Tashkent, 2008. - P. 176 - 180.

АНГАРО-ВИТИМСКИЙ БАТОЛИТ – ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО АНИЗОТРОПИИ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ

И.В. Федюкин¹, А.В. Шаццлло²

¹МГУ, геологический факультет; ²Институт физики Земли РАН, Москва

Анизотропия магнитной восприимчивости (AMS) является достаточно «сильным» инструментом при изучении текстурно-структурных характеристик горных пород и используется при решении структурно-геологических задач. Анализ AMS plutонических пород позволяет определить направление движения магмы, положение магмоподводящих каналов, выявить направления максимальных сжимающих напряжений, существовавших во время образования пород и при их дальнейшей «жизни». Данные по AMS, наряду с полевыми наблюдениями, вполне успешно применяются при структурном изучении гранитных plutонов.

Настоящая работа посвящена изучению AMS пород герцинского Ангаро-Витимского батолита (Забайкалье) – крупнейшей в мире структуры такого генезиса. Ангаро-Витимский батолит (АВБ) представляет собой тело неправильной формы, общей площадью около 150 000 км². Моделирование глубинного строения АВБ [8] показывает, что plutон имеет форму субгоризонтальной пластины овальных очертаний с валообразными выступами в подошве, мощностью от 5 до 20 км.

Обобщение геохронологических данных по позднепалеозойским гранитоидам Западного Забайкалья [9; 10] показывает, что формирование всех многочисленных магматических комплексов слагающих АВБ происходило в два этапа – 340-320 (коллизонный) и 310-270 млн. лет (постколлизонный). С постколлизонным этапом связано становление основного объема гранитоидов АВБ.

Фактический материал В ходе полевых работ 2008 года в нижнем течении реки Витим от озера Орон до пос. Бодайбо был произведен отбор 210 ориентированных проб из 20 удаленных обнажений, представляющих:

постколлизонные образования – дайковый комплекс (основного состава) (табл. 1, рис. 1 точка №3); конкудеро-мамаканский комплекс (гранитоиды) – 1-я фаза (точки №2, 4-9, 11-13, 15, 16 и 20), 2-я фаза (точки №17-19);

коллизонные образования – гранитоиды мамско-оронского комплекса (точки №10, 14).

Результаты (табл. 1, рис. 1). Магнитная восприимчивость изученных пород (Km) меняется в пределах от 10⁻⁵ до 10⁻²SI, наиболее магнитны базитовые дайки и гранитоиды 2-й и частично 1-й фазы конкудеро-мамаканского комплекса. Магнитная восприимчивость гранитоидов мамско-оронского и значительной части 1-й фазы конкудеро-мамаканского комплексов (значения Km <10⁻³ SI) и ее анизотропия обусловлены, по всей вероятности, преимущественно парамагнитными железосодержащими силикатами (биотит).

Наиболее магнитные разности гранитоидов располагаются в северо-западной части изученного района (обнажения 16-20), что вероятно связано с составом вмещающих пород, т.е. протолита. Все изученные породы имеют большие значения величины общей анизотропии «Pj» [5]. Параметр формы анизотропии «T» [4] указывает на наличие структур сжатия «foliation» (уплощенных, T>0), структур течения «lineation» (вытянутых T<0), а также комбинированных (T≈0), при

этом структуры сжатия явно преобладают (рис. 2а). Анализ распределения максимальных K1 и минимальных K3 осей по обнажениям позволяет выделить в регионе две генеральных группы AMS-структур. Первая из них, (обнажения 2-7) характеризуется достаточно хорошим группированием минимальных осей K3, направления которых, в общих чертах, ортогональны простиранию контакта гранитоидов с вмещающими AR-PR метаморфитами Станового террейна. Прямая интерпретация AMS для рассматриваемой группы обнажений подразумевает существование (во время образования изученных пород, а возможно и позже) нормальных напряжений, ориентированных запад-восток, при этом контакт гранитоидов с вмещающими должен падать в западных румбах с углами падения около 40-50°.

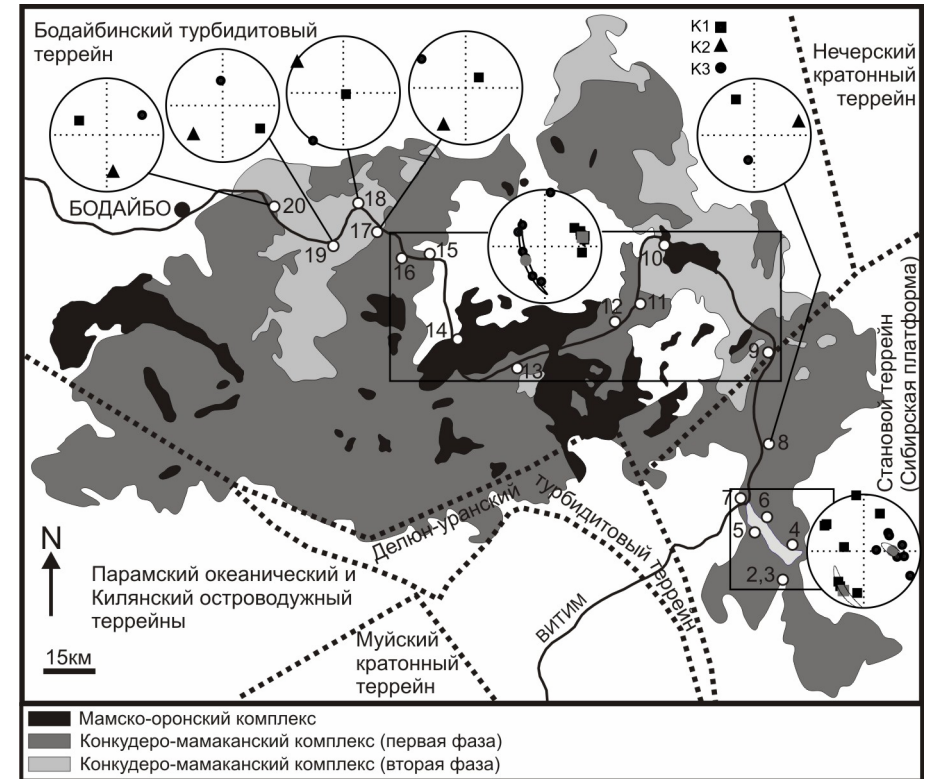


Рис. 1. Схема района работ и параметры AMS.

Вторая группа (обнажения 9-16) показывает согласованность осей K1. Данные AMS для этой группы могут указывать на течение материала с востока на запад (в случае подъема вещества) или с запада на восток (в случае нисходящих движений) под углами 20-30° к горизонтальной плоскости. При перемещении к запад-северо-западу (обнажения 17,18 и 20) направление оси K1 закономерно меняется, принимая сначала субвертикальное положение (обнажение 18), а затем отклоняясь в противоположную, относительно рассматриваемой группы сторону (обнажение 20). Направление осей K1 данной группы контролируется падением

ми вмещающих толщ позднего докембрия. Это может означать, что течение материала происходило конформно кровле интрузива, при этом логично предположить существование «восходящих» течений.

Таблица 1.

Точки отбора	Координаты точек (с.ш., в.д.)	Km $\times 10^{-6}$ SI	L	F	Pj	T	K1dec	K1inc	K3dec	K3inc
2(km1)	57°00,722', 116°33,085'	314.7	1.018	1.078	1.103	0.619	23.2	28.7	117.9	8.4
3-1(d)	57°00,389', 116°32,898'	8991.2	1.138	1.182	1.346	0.125	219.8	30.7	99.8	40.2
3-2(d)		10813.6	1.132	1.333	1.524	0.399	214.0	26.5	90.4	47.9
3-3(d)		7168.4	1.100	1.185	1.309	0.280	352.2	0.8	84.6	72.0
4(km1)	57°05,611', 116°36,653'	325.3	1.033	1.012	1.048	-0.458	188.9	26.4	80.9	31.9
5(km1)	57°07,940', 116°28,513'	726.7	1.036	1.011	1.050	-0.519	281.8	60.9	97.3	29.0
6(km1)	57°08,453', 116°30,507'	220.7	1.006	1.038	1.048	0.715	303.1	18.6	53.1	45.3
7(km1)	57°13,355', 116°23,822'	53.5	1.016	1.078	1.102	0.654	306.0	20.0	58.4	46.3
8(km1)	57°18,784', 116°30,296'	632.8	1.082	1.034	1.123	-0.404	333.1	29.8	193.6	53.0
9(km1)	57°30,052', 116°32,165'	564.4	1.093	1.006	1.112	-0.873	66.6	32.2	239.5	57.6
10(m)	57°45,625', 116°09,793'	33.1	1.067	1.055	1.125	-0.095	99.3	34.1	6.0	4.9
11+12 (km1)	57°37,890', 115°59,919', 57°35,002', 115°55,771'	18.0	1.092	1.078	1.177	-0.082	75.3	28.2	313.6	44.4
13(km1)	57°31,215', 115°32,476'	27.5	1.046	1.136	1.195	0.482	73.4	32.8	256.8	57.1
14(m)	57°33,203', 115°15,623'	38.6	1.070	1.118	1.199	0.247	57.8	38.4	185.7	37.8
15(km1)	57°44,752', 115°13,342'	43.7	1.180	1.065	1.266	-0.449	80.1	30.0	202.6	42.9
16(km1)	57°44,585', 115°06,440'	7685.5	1.098	1.063	1.169	-0.213	71.8	33.9	298.4	45.6
17(km2)	57°48,983', 114°58,719'	11632.4	1.030	1.142	1.189	0.636	51.3	65.8	303.3	8.0
18(km2)	57°51,806', 114°52,381'	8254.3	1.020	1.134	1.171	0.734	114.4	85.9	212.4	0.6
19(km2)	57°46,904', 114°48,151'	5544.0	1.009	1.032	1.043	0.537	121.4	23.4	355.5	53.6
20(km1)	57°51,739', 114°33,132'	13884.6	1.031	1.077	1.114	0.418	297.6	44.4	60.7	29.2

n – количество образцов, вошедших в статистику; **Km** – магнитная восприимчивость пород; **L, F, Pj, T** – параметры анизотропии магнитной восприимчивости (удлинение, сдвигание, общая анизотропия, параметр формы); **dec, inc** – склонения и наклонения максимальных (**K1**) и минимальных (**K3**) осей анизотропии; индексы точек отбора (**km1** – конкудеро-мамаканский комплекс первой фазы, **km2** – конкудеро-мамаканский комплекс второй фазы, **m** – мамско-оронский комплекс и **d** – дайковый комплекс). Прочие пояснения в тексте.

Сравнение с мировыми данными Нами был проведен анализ мировых данных по AMS позднелазейских гранитоидов: в статистику вошли данные по 8 син- и 1 постколлизийному плутону из герцинских областей Европы [1; 2; 3; 7], а также по одному постколлизийному плутону складчатого пояса Фаматиниан

Аргентины [6], в общей сложности обработаны данные по 1040 отдельным образцам.

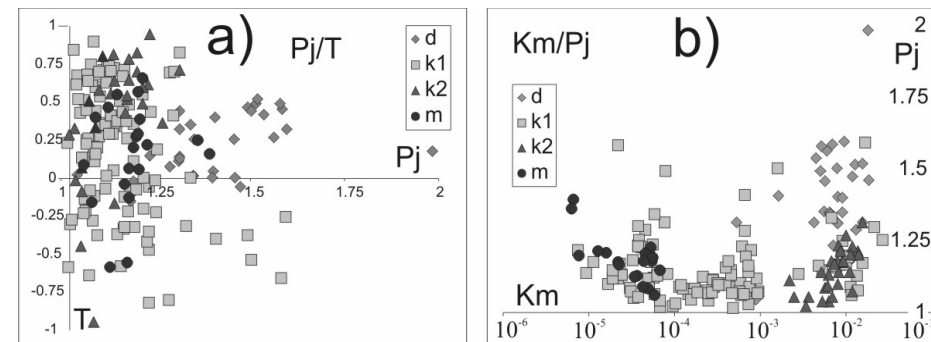


Рис. 2. Графики зависимости параметра формы T (а) и магнитной восприимчивости Km (б) от общей анизотропии Pj.

По значениям магнитной восприимчивости, данные по АБВ, находятся в согласовании с мировыми данными (рис. 3а). В величинах «Km» выделяется две главные моды – в интервале $>10^{-5} < 10^{-3}$ SI (типичном для гранитов, восприимчивость которых обусловлена преимущественно парамагнетиками) и в интервале $>10^{-3} < 10^{-1}$ SI (типичном для гранитов, восприимчивость которых обусловлена преимущественно ферромагнетиками) рис. 2б. Доля «ферромагнитных» пород АБВ, несколько больше доли «ферромагнитных» пород гранитоидов Европы и Аргентины. При этом в обоих случаях преимущественно парамагнитные разности преобладают.

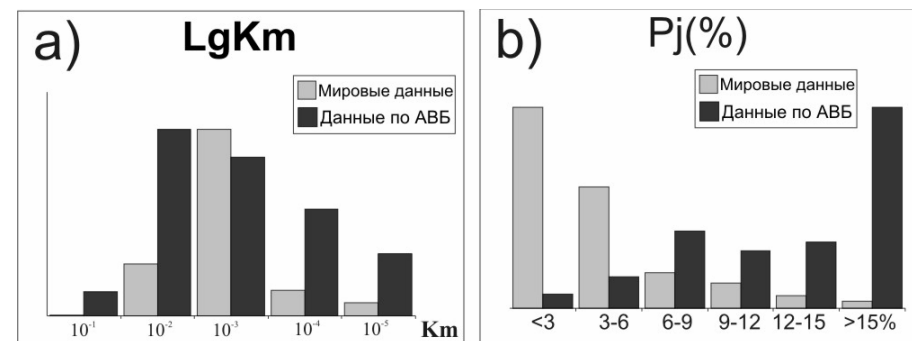


Рис. 3. Гистограммы сравнения АБВ с мировыми данными: а) магнитной восприимчивости Km, б) общей анизотропии.

По общей анизотропии «Pj» данные по АБВ резко контрастируют с мировыми данными (рис. 3б). Обычно, (без данных по АБВ) величины «Pj» варьируют от 0 до 15-20%. При этом, главная мода для мировых данных лежит в интервале 0-3%. Для гранитоидов АБВ главной моде соответствуют величины анизотропии $>15\%$. Это должно быть связано с наличием существенных напряжений в син(?) и постмагматическое время.

Проведенный анализ показал явную аномалию степени AMS гранитоидов Ангаро-Витимского батолита по отношению к породам близкого состава, воз-

раста и происхождения из других регионов мира. По всей вероятности данный факт указывает на существенную специфику геодинамических условий формирования АВБ.

Несомненно, что количество полученных данных, по отношению к огромной площади рассматриваемого плутона, ничтожно мало, и, для получения однозначных выводов необходимо проведение специальных исследований, однако, мы надеемся, что представленные результаты, хотя бы приближенно позволят наметить основные структурные особенности, отражающие историю тектонического развития северо-восточной части АВБ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 07-05-00880, 07-05-00750 и программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)»

1. *Aurore Joly, Faure Michel, Martelet Guillaume and Cnen Yan.* Gravity inversion, AMS and geochronological investigations of syntectonic granitic plutons in the southern part of the Variscan French Massif Central // *Journal of Structural Geology Article in Press* (2009) 73 p.
2. *Callahan Caitlin N., Michelle J. Markley.* A record of crustal-scale stress; igneous foliation and lineation in the Mount Waldo Pluton, Waldo County, Maine // *Journal of Structural Geology* 25 (2003) 541–555p.
3. *Gleizes Gerard and Leblanc Denis.* Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets±Panticosa (Pyrenees) // *Journal of Structural Geology*, Vol. 20, No. 9/10, pp. 1229-1245, 1998
4. *Hrouda, F.*, 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics, *Geophysical Surveys*, 5, 37-82.
5. *Jelinek, V.*, 1981, Characterization of the magnetic fabric of rocks, *Tectonophysics*, 79, 563-567.
6. *Lo'pez de Luchi Mo'nica G., Augusto E. Rapalini, Eduardo Rosello, Silvana Geuna.* Rock and magnetic fabric of the Renca Batholith (Sierra de San Luis, Argentina): constraints on emplacement // *Lithos* 61 (2002) 161– 186
7. *Yenes Mariano, Alvarez Fernando, Gutierrez-Alonso Gabriel.* Granite emplacement in orogenic compressional conditions: the La Alberca-Bejar granitic area (Spanish Central System, Variscan Iberian Belt) // *Journal of Structural Geology* 21 (1999) 1419±1440
8. *Литвиновский Б.А., Занвелевич А.Н., Алакишин А.М., Подладчиков Ю.Ю.* Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитный плутон. – Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. – 141 с.
9. *Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., А.А. Хромов А.А., Сергеев С.А.* Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов западного Забайкалья // *Геология и геофизика*, 2007, т. 48, № 1, с. 156-180
10. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в центральноазиатском складчатом поясе // *Геотектоника*, 1997, № 5, с. 18-32

НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ТРАППАМ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.М. Фетисова¹, А.В. Латышев¹, Р.В. Веселовский²

¹*МГУ, геологический факультет, (anna-fetis@yandex.ru);*

²*Институт физики Земли РАН, Москва, (ramzesu@ya.ru)*

Выявлению причинно-временных связей между биотическими кризисами на нашей планете и вспышками магматической активности, выражающимися в формировании магматических провинций (Large Igneous Provinces – LIPs), уже не одно десятилетие посвящается значительное количество геологических, геохимических, геофизических и других исследований. Одна из наиболее известных и, пожалуй, самая глобальная биосферная катастрофа имела место на рубеже палеозойской и мезозойской эр; она выразилась в массовом вымирании (до 95% видов) во многих группах растений и животных [9]. Многие исследователи видят причины этой катастрофы в становлении крупнейшей пермо-триасовой трапповой провинции на Сибирской платформе. Геохронологические [2; 7] и магнитостратиграфические [6] исследования указывают на то, что излияния огромного количества лав и формирование близповерхностных субвулканических интрузий, общим объемом в несколько миллионов кубических километров, происходило в интервале времени порядка одного миллиона лет. При равномерном излиянии базальтов за такой период времени общий годовой объем был бы сопоставим с современным, и это не могло вызвать катастрофического изменения в биосфере. Однако имеются предположения [4; и др.], что в случае смены периодов затишья бурными, относительно кратковременными всплесками магматической активности (пульсами), количества парниковых газов, одномоментно поступивших в атмосферу и гидросферу Земли, было бы достаточно для начала экологической катастрофы мирового масштаба.

Таким образом, выявление динамики магматизма, приведшего к образованию сибирских траппов, позволит получить важную дополнительную информацию для установления его связи с пермо-триасовым вымиранием. Французскими учеными [3; и др.] на примере траппов Декана недавно было продемонстрировано, что мощным инструментом для исследования скорости излияний, характера магматической активности и ее продолжительности является палеомагнитный метод. Основным условием для его успешного использования является наличие максимально детальной (с точностью до каждого лавового потока) и надежной магнитостратиграфии, а также высокоточных определений палеомагнитных полюсов для каждой свиты или магматического комплекса. В последние годы по сибирским траппам получено несколько надежных палеомагнитных определений, однако в силу отсутствия четко разработанной магнитостратиграфической схемы эффузивных траппов Маймеча-Котуйского района существует известная проблема корреляции этих отложений с другими трапповыми разрезами, в частности Норильского района [6], что не позволяет провести адекватную оценку объема траппового магматизма на севере Сибирской платформы. Таким образом, одной из первоочередных задач является получение новых детальных и надежных палеомагнитных данных по вулканогенно-осадочным породам Маймеча-Котуйской трапповой провинции.

В настоящей работе приводятся предварительные результаты детальных палеомагнитных исследований вулканогенно-осадочных пород, расположенных в пределах Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы (рис. 1). Детальному палеомагнитному опробованию подвергся наиболее полный и представительный разрез лавовых покровов арыджангской свиты (P_2-T_1), расположенный на левом берегу р.Котуй (нижнее течение), в 3–4 км ниже устья р.Медвежья (рис. 1, точка 1). Здесь, согласно [5], арыджангская толща субгоризонтально залегает на размытой поверхности пермских песчаников и представляет собой покровы лав щелочных базальтоидов, среди которых наиболее распространены лимбургиты, авгититы, мелилитовые базальты, пикриты и меланократовые нефелиниты. В резко подчиненном количестве среди лав присутствуют прослои туфов. Общая мощность арыджангской свиты в описываемом обнажении составляет 240 метров и в нем («секция 1» по В.А.Федоренко [5]) выделяется около 27 потоков. Нами, в общей сложности, было опробовано 23 лавовых покрова, мощностью от 1 до 15 м. Из каждого потока было отобрано 8–10 ориентированных образцов. Отбор производился из нижней и средней частей потока с целью уменьшения вероятности перемагничивания отбираемых пород вышележащим потоком. Ориентировка образцов производилась с помощью горного компаса с постоянным контролем отсутствия подмагничивающего воздействия сильномагнитных пород.

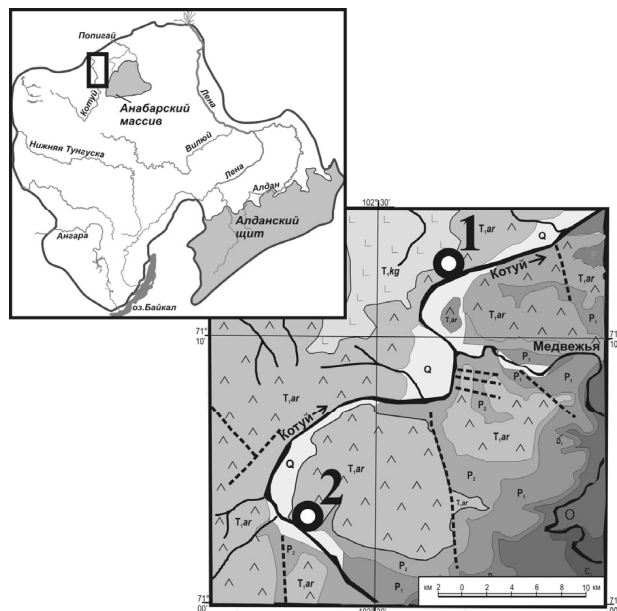


Рис. 1. Район работ и точки отбора образцов.

Также, в береговом обнажении, видимой мощностью 10–12 м, были исследованы 4 субгоризонтально залегающих покрова щелочных пестроцветных туфов (от 2 до 4 метров мощностью), обнажающиеся на правом берегу р.Котуй в 10 км выше устья р.Медвежья (рис. 1, точка 2). Стратиграфическое положение туфов недостаточно ясно: из полевых наблюдений следует, что гипсометрически они залегают ниже лав арыджангской свиты, а снизу их ограничивает достаточно уве-

ренно трассируемая по береговым высыпкам поверхность контакта с пермскими песчаниками. Схожесть этих туфов с описанием щелочно-ультраосновных пестроцветных туфов хардахской свиты ([1], с. 143) позволяет на данном этапе исследований отнести их к этой свите. Следует заметить, что (согласно В.Н.Егорову [1]) хардахская свита сопоставляется с правобоярской свитой (P_2-T_1).

Палеомагнитные исследования, проведенные по стандартной методике в палеомагнитных лабораториях МГУ и ИФЗ РАН, выявили наличие в исследуемых образцах палеомагнитной записи приемлемого качества. Число шагов температурной чистки достигало 20. Намагниченность туфовых покровов, относимых нами к хардахской свите, представлена одной или двумя (современной и характеристической) компонентами, последняя из которых имеет исключительно обратную полярность (рис. 2А). Направления выделенных характеристических компонент намагниченности кучно группируются вокруг их среднего значения.

Исследование образцов из всех 23-х опробованных лавовых покровов арыджангской свиты показало, что эти породы намагничены в прямой полярности (рис. 2Б). Качество палеомагнитного сигнала варьирует от потока к потоку, однако провести его интерпретацию удастся практически во всех случаях. На настоящий момент направления характеристической компоненты намагниченности рассчитаны для 7 верхних потоков (рис. 3); для них вычислено среднее направление намагниченности и соответствующий ему палеомагнитный полюс (табл. 1).

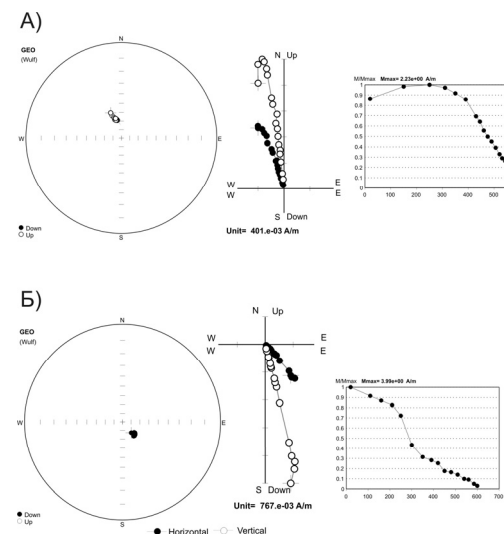


Рис. 2. Типичные диаграммы Зийдверelda для туфов хардахской свиты (А) и лав арыджангской свиты (Б).

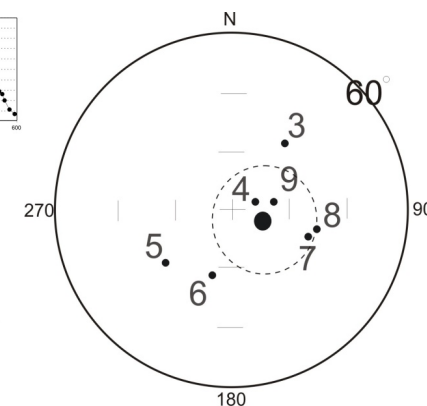


Рис. 3. Направления намагниченности для каждого из исследованных 7 потоков арыджангской свиты и их среднее (жирная точка с кругом доверия).

Расположение полученного палеомагнитного полюса верхних потоков арыджангской свиты в области распространения других трапповых полюсов Сибирской платформы (рис. 5) говорит об отсутствии значимых тектонических движе-

ний (на которые ссылались авторы работы *Heunemann et al., 2004*, неопубл.) и указывает на перспективность пород этой свиты для детальных палеомагнитных исследований. Довольно существенное различие в положении палеомагнитных полюсов для туфов хардахской свиты и части арыджангской свиты, вероятно, можно объяснить отсутствием осреднения вековых вариаций геомагнитного поля.

В работе [6] авторы предлагают два варианта корреляции Норильских и Маймеча-Котуйских разрезов (рис. 4): согласно одному из них (вариант «а») низы арыджангской свиты соотносятся с низами прямо намагниченной сыверминской свиты. Вариант «б» подразумевает, что траппы Маймеча-Котуйской провинции значительно древнее норильских. Полученные в настоящей работе данные о существовании под арыджангской свитой обратно намагниченных пород хардахской свиты свидетельствуют в пользу варианта «а» описанной схемы корреляции.

Таким образом, полученные предварительные результаты указывают на перспективность пород Маймеча-Котуйских траппов для детальных палеомагнитных исследований. В ближайшее время будет закончена обработка коллекции всей арыджангской свиты, а также нижней половины залегающей на ней коготокской свиты; ожидается получение данных по магнитной анизотропии изученных пород. В конечном итоге результаты палеомагнитных исследований, первая стадия которых отображена в этой работе, будут направлены на выделение пульсов магматической активности как показателя интенсивности и характера трапповых излияний.

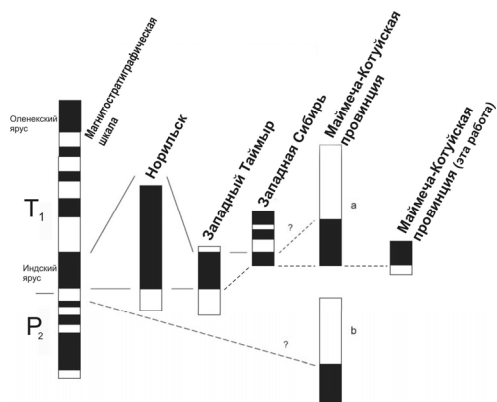


Рис. 4. Схема корреляции трапповых разрезов (по [6] с дополнениями).

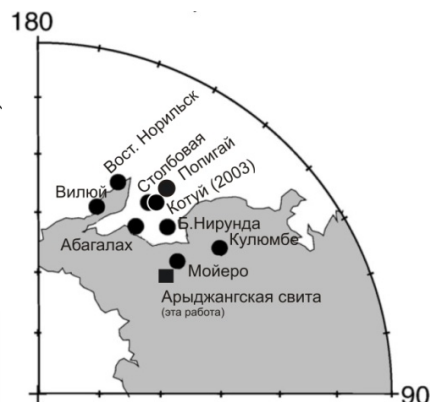


Рис. 5. Трапповые палеомагнитные полюсы Сибирской платформы и полученный полюс арыджангской свиты. Полюсы взяты из [8].

Таблица 1. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы исследованных объектов.

Объект	Координаты		Направление					Палеомагнитный полюс		
	lat	long	N	D	I	K	a95	PLat	PLong	dp/dm
Туфы хардахской свиты	71°03'	102°21'	24	315.5	-69.7	62	3.8	38.5	134.5	5.6/6.5
Базальты	71°12'	102°37'	7	111.0	85.1	43	9.3	65.8	125.2	18.2/18.4

арыджангской свиты (7 потоков)										
--------------------------------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

1. *Egorov B.H.* Расчленение и корреляция вулканогенных образований триаса Маймеча-Котуйской провинции // Недрa Таймыра. Сборник научных трудов. Вып. 1. П/р Н.С.Малича. ВСЕГЕИ, 1995. 199 с.
2. *Bowring S.A., D.H. Erwin, Y.G. Jin, M.W. Martin, K. Davidek, W. Wang.* U-Pb zircon geochronology and the tempo of the end-Permian mass extinction // *Science*. 280. 1998. P. 1039-1045.
3. *Chenet A.-L. et al.* K-Ar dating of the Main Deccan large igneous province: Further evidence of KTB age and short duration // *Earth and Planetary Science Letters*. 263. 2007. P. 1–15.
4. *Erwin D.E.* The Permo-Triassic extinction // *Nature*. 367. 1994. P. 231-236.
5. *Fedorenko V.A., et al.* Field and Geochemical studies of the melilite-bearing Arydzhangsky Suite, and an overall perspective on the Siberian alkaline-ultramafic flood-volcanic rocks // *International Geology Review*. Vol. 42. 2000. P. 769-804.
6. *Gurevitch E.L., C. Heunemann, V. Rad'ko, M. Westphal, V. Bachtadse, J.P. Pozzi, H. Feinberg.* Palaeomagnetism and magmetostratigraphy of the Permian-Triassic northwest central Siberian Trap Basalts // *Tectonophysics*. 379. 2004. P. 211-226.
7. *Kamo S.L., G. K. Czamanske, Y. Amelin, V. A. Fedorenko, D. W. Davis and V. R. Trofimov.* 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*. 214. 2003. P. 75-91.
8. *Pavlov V.E., V. Courtillot, M.L. Bazhenov, R.V. Veselovsky.* Paleomagnetism of the Siberian traps: New data and a new overall 250 Ma pole for Siberia // *Tectonophysics*. V. 443. 2007. P.72–92.
9. *Raup D.M.* Size of the Permo-Triassic bottleneck and its evolutionary implications // *Science*. 206. 1994. P. 217-218.

ВОЗМОЖНОСТИ МИКРОЗОНДОВОГО АНАЛИТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА «ТЕСКАН-ВЕГА II» В ГО «БОРОК» ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

В.А. Цельмович

ГО «Борок» ИФЗ РАН, (borok1@mail.ru)

В геофизической обсерватории «Борок» филиале ИФЗ РАН (ГО) с 1976 года эксплуатируется электронно-зондовый микроанализатор «Камебакс» (микронзонд, ЭЗМА). На нем постоянно проводятся исследования химического состава минералов различных горных пород для лабораторий ИФЗ: физико-химических исследований тектоносферы, проблем геодинамики и геотектоники, главного геомагнитного поля и петромагнетизма, тектоники и геодинамики, физико-химических и магнитных методов анализа вещества горных пород, древнего геомагнитного поля. Выполняются совместные работы с другими лабораториями и институтами. Проводятся исследования химического состава минералов и горных пород для 6 лабораторий ИФЗ РАН. Сложилась кооперация с рядом институтов РАН: ГИН РАН, ИЭМ РАН, Институтом нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Институтом геологии Карельского научного центра РАН и др. Микронзонд в обсерватории «Борок» - единственный в РФ микронзонд, на котором направленно изучаются образцы для палеомагнитных исследований. Решается фундаментальная задача палеомагнетизма по отбору образцов с первичной намагниченностью. Результаты исследований, сделанных на этом приборе, опубликованы в сотнях статей, на приборе выполнялись работы по многим проектам РФФИ, ИНТАС и др., получены важные результаты по эволюции Земли.

Причинами очень высокой популярности микронзондов в геологии, особенно в минералогии и петрографии являются [1]:

- 1) пробоподготовка непосредственно из камня с применением традиционных технологий изготовления полированных шлифов;
- 2) ЭЗМА действительно неразрушающий аналитический метод;
- 3) определение основных элементов с погрешностью (относительной) порядка 1% достигается без особых усилий;
- 4) все элементы с атомными номерами выше 10 могут определяться примерно с одинаковой погрешностью и чувствительностью;
- 5) пределы обнаружения для большинства элементов достаточно низкие, чтобы во многих случаях определять элементы-примеси;
- 6) время одного анализа достаточно короткое (от 1 до 5 мин);
- 7) поперечная разрешающая способность (локальность) порядка 1 мкм достаточна для решения большинства геологических задач;
- 8) индивидуальные зерна минералов можно анализировать *in situ*, с учетом особенностей их макроструктурного строения.

В 2006 году в ГО был запущен принципиально новый микронзонд «Тескан Вега II» с энергодисперсионным и волновым спектрометрами. Этот микронзонд позволил поднять скорость анализа по сравнению с микронзондом предыдущего поколения в сотни раз, что позволило ставить новые задачи по изучению состава минералов и горных пород и решать их на качественно ином уровне. В результа-

те, с использованием полученных на этом приборе результатам, за 3 года было опубликовано более 50 научных работ (некоторые из них приведены в [2 – 10]). Была отработана оригинальная методика, позволяющая детально изучать состав и морфологию отдельных ферромагнитных зерен, извлеченных из осадочных пород. Размер изучаемых зерен – от десятков нм до сотен мкм. При помощи микронзонда «Тескан» изучены магнитные частицы лессов и почв Сибири, озер Плещеево и Б.Ложка, с границ мел-палеоген (ГАМС), пермь-триасс (Мейшань), из Мезмайской пещеры, образцы пеплов (извержение вулкана на Камчатке в 2009 г.) и др. Подробно изучалась космическая пыль [3; 6]. На рис. 1 а) и б) приведены типичные электронно-микроскопические фотографии магнетитовых космических шариков: а) – из современного осадка Рыбинского водохранилища, состоящий из чистого магнетита, б) космический шарик из осадка мелового периода, содержащий 17% Се. Практически каждая из найденных в осадках магнитная частица несет в своем составе уникальную информацию о тех условиях, в которых она побывала за многие миллионы лет своей жизни. Микронзондовые исследования позволяют сказать, что именно происходило с магнитными частицами. Хотя не все процессы, происходившие с зернами ферромагнетиков, сегодня удаётся правильно идентифицировать, идёт набор первичной информации. Так, на рис. 2 показана частица ильменита, тонкая структура в которой могла возникнуть в процессе низкотемпературного гетерофазного окисления, на рис. 3 – сетчатая структура в зерне хромита, происхождение которой предстоит установить. На рис. 4 показаны структуры высокотемпературного гетерофазного окисления частиц титаномагнетитов из осадков юрского периода с последующими структурами травления сильными природными кислотами.

В октябре 2009 года на «Тескане Вега II» была смонтирована приставка для катодоллюминесценции (КЛ) фирмы Gatan. Это значительно расширило аналитические возможности микронзондового аналитического комплекса и позволяет получать новую информацию при анализе алмазов, кварца, корунда, рутила, касситерита, бенитонита, виллемита, галита, флюорита, шпинели, кальцита, доломита, каолинита, апатита, барита, стронционита, сфалерита, циркона, полевого шпата, жадеита, диопсида, волластонита, форстерита, энстатита и других минералов [1]. Интерпретация элементного анализа при КЛ эмиссии достаточно сложна, но применительно к геологии с помощью катодоллюминесцентных изображений можно получать информацию, которая недоступна другим методам.

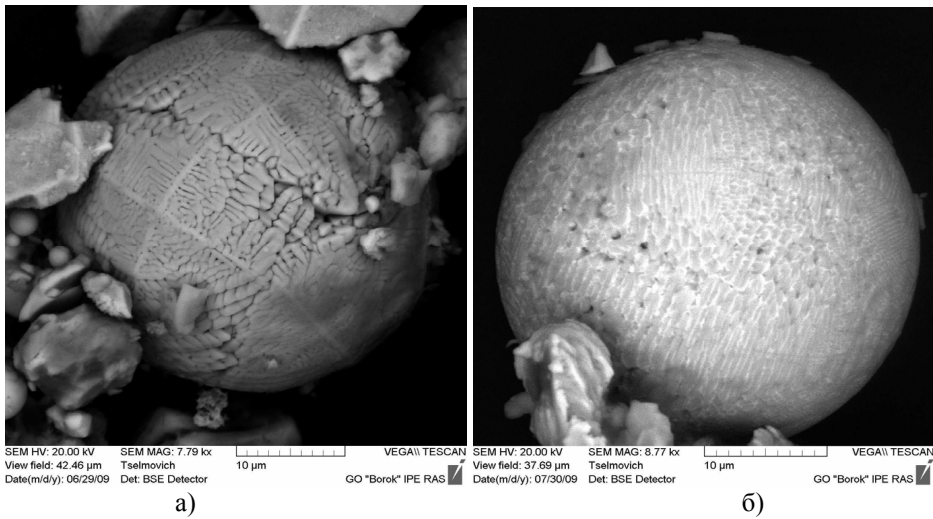


Рис. 1. а) – космический магнетитовый шарик в современных осадках Рыбинского водохранилища; б) космический магнетитовый шарик мелового периода, содержащий 17% Се.

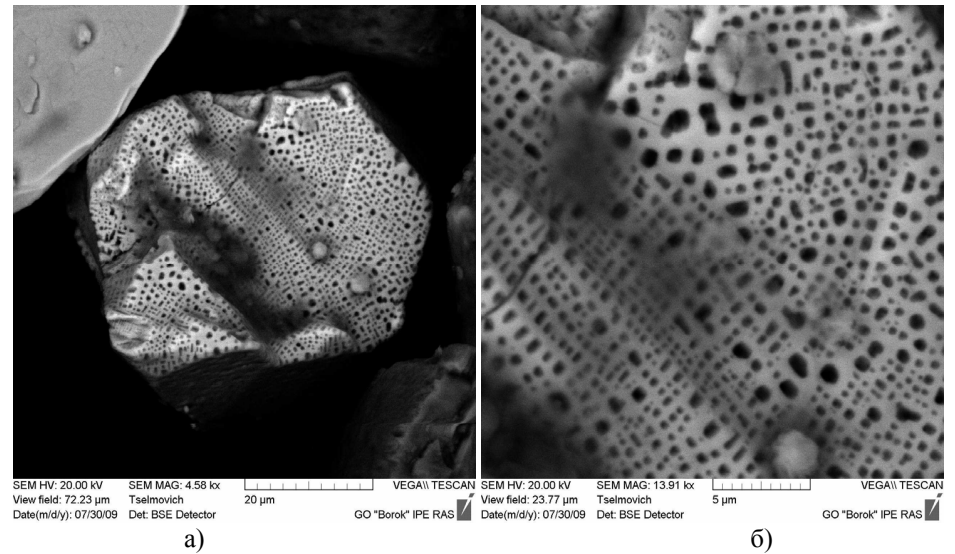


Рис. 3. Частица хромита в меловом осадке: а) – общий вид, б) структура тонкого распада.

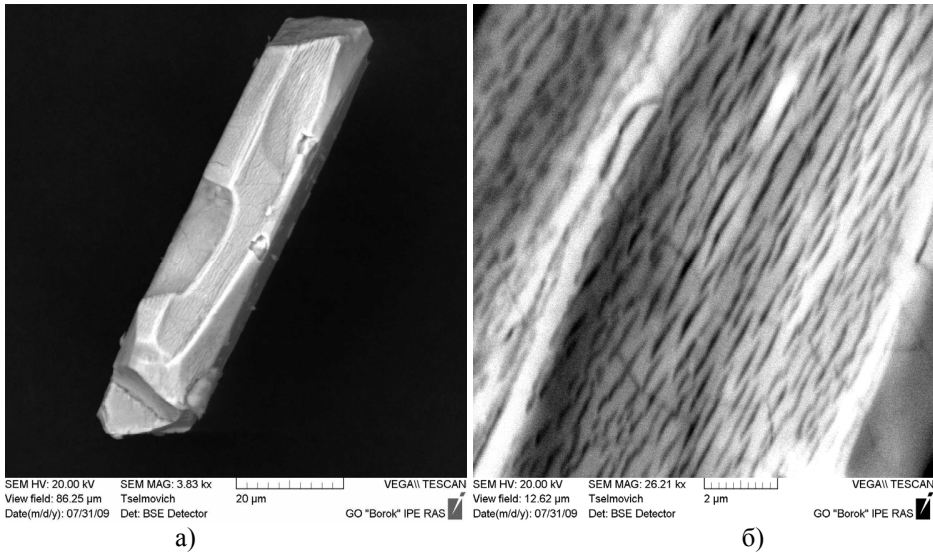


Рис. 2. Частица ильменита в меловом осадке: а) – общий вид, б) структура тонкого распада.

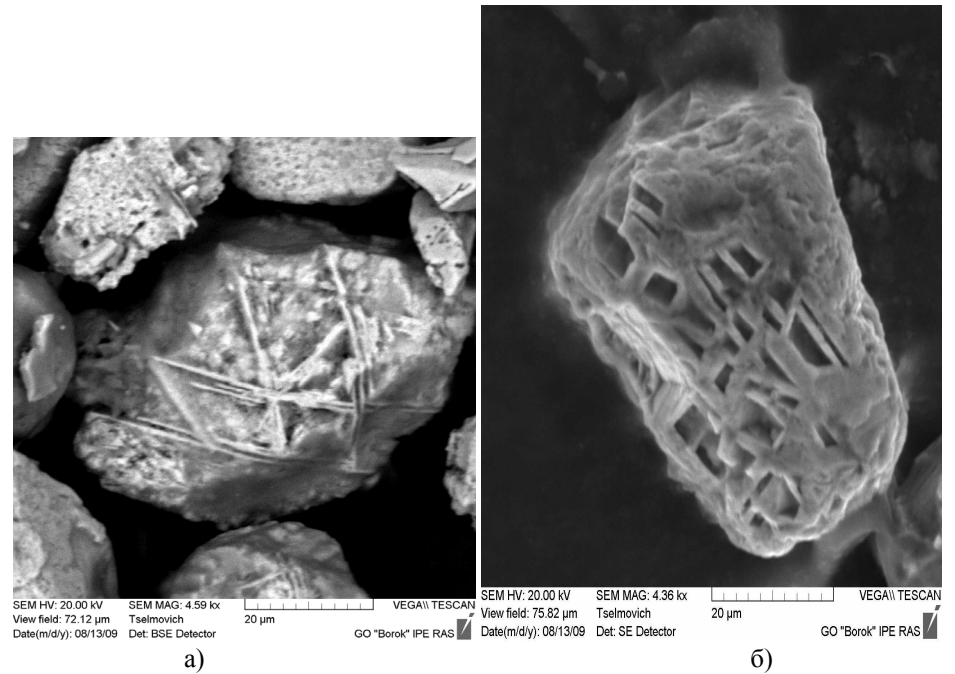


Рис. 4. а), б) частицы титаномагнетитов в юрском осадке со структурами высокотемпературного гетерофазного окисления и последующего травления природными кислотами.

Надо отметить, что находки импактных алмазов (а также муассanita и ко-рунда) в ГО были сделаны благодаря катодоллюминесценции алмаза ещё до появления специализированной приставки благодаря наблюдению свечения этих минералов под электронным зондом [8].

Катодоллюминесценция имеет место в различных минералах и возникает в связи с наличием дефектов кристаллической структуры или следов элементов.

Интенсивность некоторых форм КЛ излучения сильно связана с плотностью дефектов, которая зависит от таких факторов, как температура формирования, скорость охлаждения, деформация и радиоактивное облучение. КЛ – изображения могут играть полезную роль в петрографии наряду с изображениями в отраженных электронах (BSE) и оптической микроскопией. Кварц дает сравнительно невысокую интенсивность КЛ-излучения, но, когда ни BSE, ни рентгеновские изображения не дают никакой дополнительной полезной информации, BSE-КЛ изображения могут сыграть особую роль. Изменения КЛ-эмиссии могут быть связаны с дефектами структуры и одновременно с наличием в кварце следов таких элементов, как Al и Ti. В песчанике различия между привнесенным и аутигенным кварцем видны сразу, первый светится ярче, так как он кристаллизовался при более высоких температурах, благодаря чему имеет более высокую плотность дефектов. Кроме того, активнее проявляются детали цементации, рекристаллизации, залечивания изломов и др. В вулканических породах видны зоны роста, невидимые другими методами, а заполненные микротрещины ярче проявляются в КЛ изображениях благодаря более высокой плотности дефектов. Также можно наблюдать деформационные ламели в кварце, возникшие в результате метеоритного удара. Они проявляются как темные линии, так как очень высокая плотность дефектов подавляет КЛ-излучение. В катодоллюминесцентных изображениях появляются эффекты, связанные с ростом кристаллов и их изменениями в процессе существования, подобные тем, что проявляются в кварце. Разница между плагиоклазом и ортоклазом обеспечивает идентификацию их в тонкозернистых прорастаниях. Люминесцирует кальцит (с оранжевой КЛ эмиссией, возбуждаемой Mn) и доломит (с красноватой подсветкой), что полезно при их идентификации. Заметные полосы можно видеть в кальцитовых прорастаниях, связанных с изменением содержания Mn и Fe, гасящих КЛ эмиссию. Катодоллюминесценция циркона хорошо показывает процесс его роста. Катодоллюминесцентные изображения используют при изучении цирконов в осадочных породах для выбора в них зон для U-Pb датировки.

В качестве перспективного метода микронзондового анализе следует отметить метод дифракции обратно рассеянных электронов (ДОЭ или EBSD). EBSD – аббревиатура метода исследования кристаллических объектов посредством электронной микроскопии с использованием дифракции обратно рассеянных электронов. EBSD – техника, позволяющая проводить количественное исследование кристаллографической ориентации, фазового состава, текстуры и межзеренных границ на наноуровне (размер изучаемой области – от 10 нм). Метод этот поистине революционный и позволяет решать многие минералогические, геологические и геофизические задачи, в которых изучается структура минералов как индикатор условий их образования и последующих изменений. Становятся возможными исследования фазового состава метаморфических пород (с диагности-

кой кварца и коэсита), исследования деформаций метаморфических пород с выделением зерен с разной ориентацией кристаллов.

Подобного оборудования в ГО «Борок» пока нет, и в институтах ОНЗ РАН. Однако его возможности поистине революционны для анализа геологических объектов, постановки новых задач по изучению вещества на наноуровне. На приборе, оборудованном приставками для ДОЭ и для энергодисперсионного анализа, возможно изучение как структуры, так и состава минеральных фаз. При этом достижима высокая локальность определения структуры, что существенно превышает локальность ЭЗМА. Показательно, что микронзонды практически всех производителей, представленных на выставках аналитического оборудования, снабжаются теперь приставками для ДОЭ. Первые исследования, проведенные мною на выставках, показали возможность эффективного изучения структуры магнитных минералов. Ставится вопрос о создании ЦКП для работ по ДОЭ.

1. Рид С.Дж.Б. Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. Москва: Техносфера, 2008 – 232 с.
2. Геншафт Ю.С., Ганеев А.К., Цельмович В.А. Особенности вхождения примесных атомов Al, Mg, Mn в структуру титаномагнетита // Физика Земли. 2008. № 1. С. 81-86.
3. Грачев А. Ф., Корчагин О. А., Цельмович В. А., Коллманн Х. А. Космическая пыль и микрометеориты в переходном слое глин на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы): морфология и химический состав // Физика Земли. 2008. № 7. С. 42-57.
4. Грачев А.Ф., Печерский Д.М., Борисовский С.Е., Цельмович В.А. Магнитные минералы в осадках на границе мела и палеогена (разрез Гамс, Восточные Альпы) // Физика Земли. 2008. № 10. С. 1-16.
5. Геншафт Ю.С., Ганеев А.К., Грибов С.К., Цельмович В.А. Горные породы и минералы как объекты геофизических исследований // «Физика Земли», № 10, 2008, с.35-39.
6. Грачев А.Ф., Цельмович В.А., Корчагин О.А. Космическая пыль и микрометеориты в древних земных слоях. Земля и Вселенная, 2008. № 5, стр.59-67.
7. Shcherbakova V.V., Lubnina N.V., Shcherbakov V.P., Mertanen S., Zhidkov G.V., Vasilieva T.I., Tsel'movich V.A. Palaeointensity and palaeodirectional studies of early Rhiphaean dyke complexes in the Lake Ladoga region (Northwestern Russia) // Geophys.J.Int. (2008) 175, 433–448 doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03859.
8. Grachev A.F. (Ed.) (2009) The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass extinction // Abhandlungen der geologischen Bundesanstalt. Bd.63. 199 p. DOI: 10.2205/2009-GAMSbook. 200 p.
9. Grachev Andrei F., Korchagin Oleg A., Tsel'movich Vladimir A. & Kollmann Heinz. Morphology and composition of the cosmic dust and micrometeorites in the Transitional Clay Layer at the Cretaceous–Paleogene Boundary in the Gams Section (Eastern Alps). A.Berichte Geol. B.-A., 78 (ISSN 1017-8880) – RECCCE Workshop, Gams (25.04. – 28.04.2009). P.15.
10. Pechersky Damar M., Grachev Andrei F., Nourgaliev Danis K., Tsel'movich Vladimir A. Petromagnetic analysis of the K/Pg boundary layer of Gams (Eastern Alps) and other K/Pg sections. Berichte Geol. B.-A., 78 (ISSN 1017-8880) – RECCCE Workshop, Gams (25.04. – 28.04.2009). P. 34.

ОСОБЕННОСТИ МАГНИТОМИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД МЕЗОЗОЯ – КАЙНОЗОЯ, ОБРАЗОВАВШИХСЯ НА ТЕРРИТОРИИ РУССКОЙ ПЛИТЫ

В.А. Цельмович, А.К. Гапеев, А.Ю. Куражковский

ГО «Борок» ИФЗ РАН, (tselm@mail.ru)

Исследования влияния условий осадконакопления на магнитные свойства осадков проводятся с момента формирования палеомагнитологии как науки (например [1; 2]). В многочисленных публикациях было показано, что изменения условий осадконакопления находят отражение в изменениях петромагнитных параметров отложений и это применяется в практике стратиграфических и даже геологоразведочных работ. В то же время результаты этих исследований пока не систематизированы, а обнаруженные закономерности во многом зависят от типов исследуемых водоемов. Трудность проведения такой систематизации заключается в том, что в естественных условиях, как правило, приходится иметь дело с одновременным проявлением большого количества внешних факторов. Нами предпринята попытка отдельного анализа влияния изменений источников сноса и физико-химических условий на магнитоминералогический состав отложений. Для этого были исследованы осадочные толщи мезозоя и плейстоцена, аккумуляция которых происходила на территории Ярославской области при различных физико-химических условиях.

Одной из географических особенностей этого региона является относительно большая удаленность источников кристаллического (магматического и метаморфизованного) материала. В связи с этим образование новых осадочных толщ происходило за счет переотложения ранее накопленных осадков.

Источником морских отложений юры, вероятно, служили отложения триаса, образовавшиеся в обширном пресном водоеме. Меловые отложения образовались вследствие размыва осадков юры и триаса. Юрские осадки аккумуляровались во время регрессии, а нижнемеловые осадки во время трансгрессии [3]. Источник первичного кристаллического материала этих осадков неизвестен.

В плейстоцене в связи с ледниковым переносом на эту часть Русской плиты было принесено большое количество осадочного материала из Карелии и Скандинавии. Более поздние отложения, в основном, сложены материалом, образовавшимся в ходе размыва и переотложения морены. Таким образом, между источниками кристаллического материала осадков плейстоцена и мезозоя имелись явные различия.

Отложения плейстоцена представлены материалом морены, голоценовыми песками, в которых в ходе современного размыва произошло обогащение относительно плотными зернами минералов обладающих остаточной намагниченностью (шлих) и отложениями русловой части Рыбинского водохранилища.

Основные сведения об исследованных осадочных толщах приведены в таблице. Как видно из таблицы, отложения, как мезозоя, так и плейстоцена значительно различаются между собой по величине остаточной намагниченности насыщения J_{rs} и, следовательно, по количеству зерен магнитных минералов.

Возраст	Цвет и структура	J_{rs} , А/м	Характер изменения уровня водоема
Современные (русло Волги)	Серый ил	10	
Голоцен (урез Рыбинского водохранилища)	Желтый песок Темный шлик	0.01 10	Регрессия Трансгрессия
Плейстоцен (морена)	Коричневый суглинок	0.5	
Нижний мел	Серый ил	0.05	Трансгрессия
Верхняя Юра ₂	Желтый тонкий песок	1	Регрессия
Верхняя Юра ₁	Коричневый суглинок	1	Регрессия
Триас	Серый ил	0.5	

При этом J_{rs} вновь образованной толщи могла быть как значительно меньше, так и значительно больше, чем у ранее аккумулярованных отложений. Изменения J_{rs} , явным образом, не связаны с физико-химической обстановкой и, вероятно, являются следствием физической дифференциации, возникающей в ходе переноса осаждающегося материала.

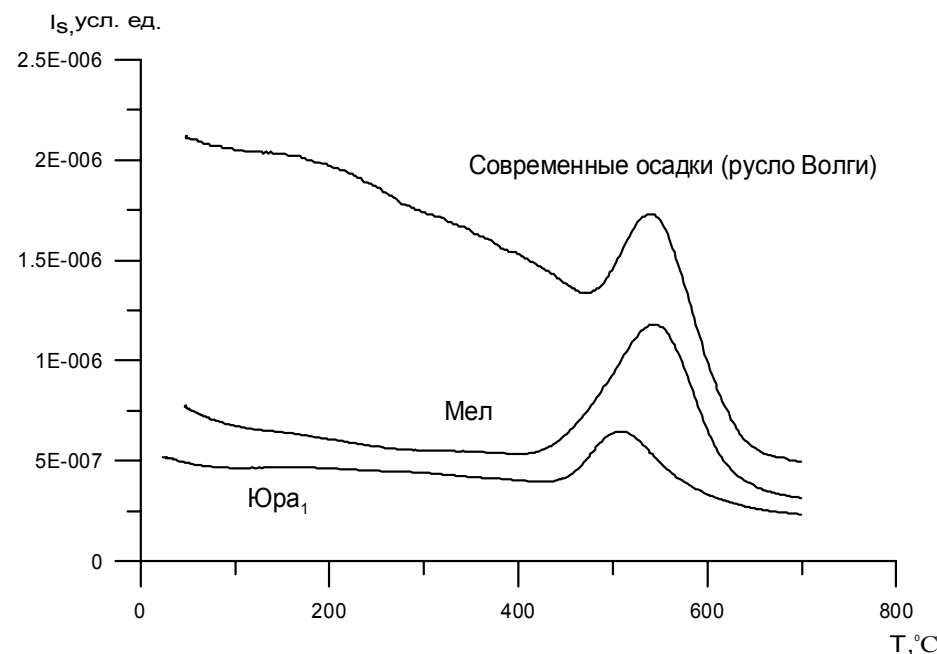


Рис. 1. Зависимость намагниченности насыщения от температуры осадочных пород, образовавшихся в восстановительных условиях.

На рис. 1, 2 показаны результаты термомагнитного анализа отложений мезозоя и плейстоцена. Как видно из рис. 1, 2 форма зависимости термокривых J_s от T для отложений мезозоя и плейстоцена имеют принципиальные различия. В то же время в зависимости от условий осадконакопления «однообразные» кривые не имеют между собой принципиальных различий. Разница между отложениями, образовавшимися в восстановительных, либо окислительных условиях, заключа-

ется в наличии, либо отсутствии пика, связанного с переходом немагнитных минералов (сульфидов, карбонатов железа) в магнетит.

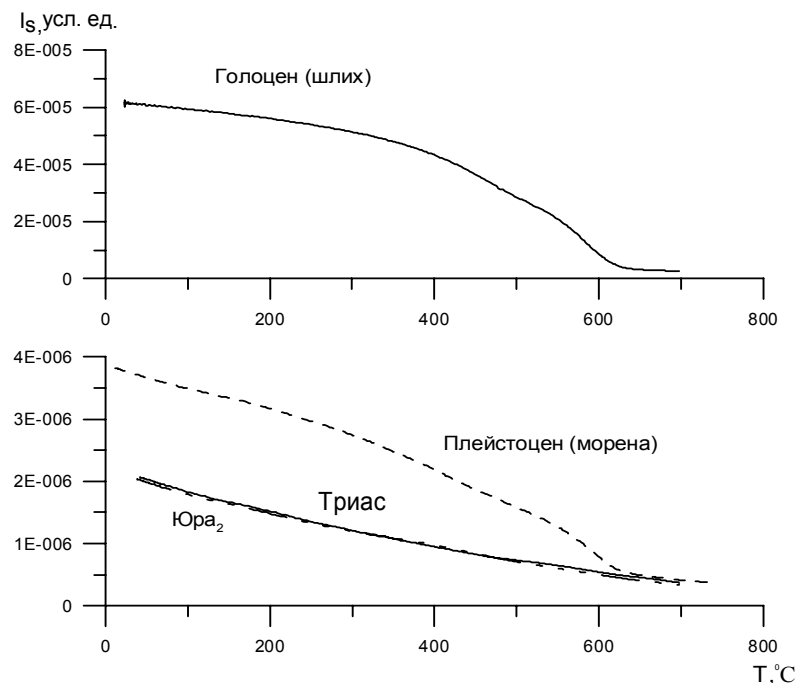


Рис. 2. Зависимость намагниченности насыщения от температуры осадочных пород, образовавшихся в окислительных условиях.

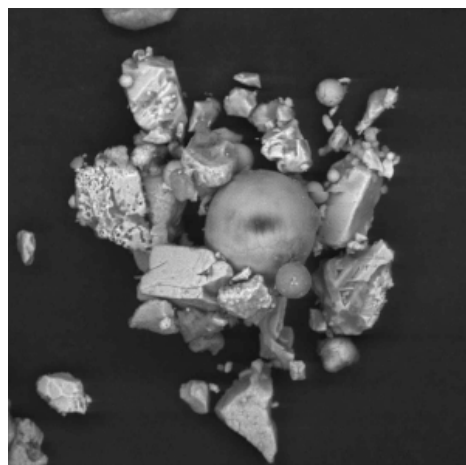


Рис. 3. Общий вид сепарированных магнитных частиц (Рыбинское водохранилище).

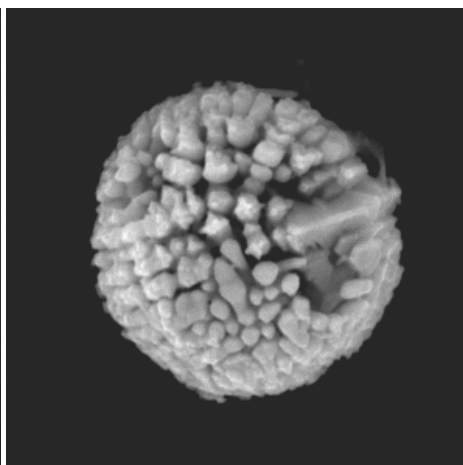
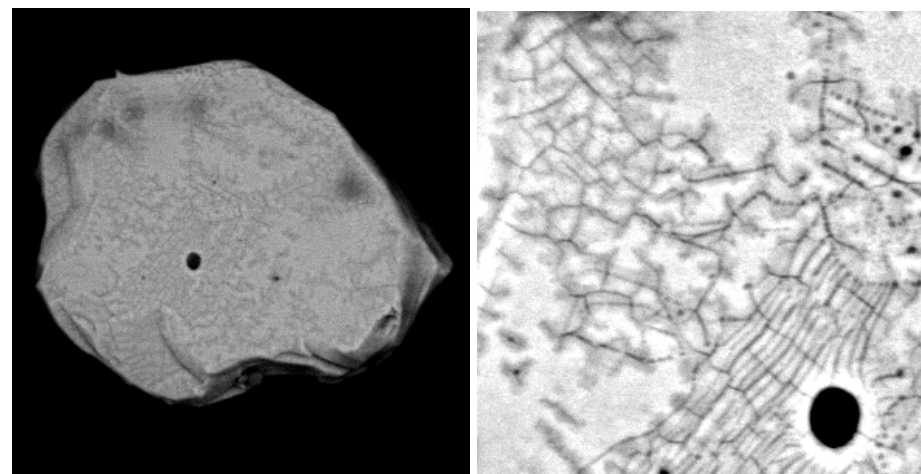
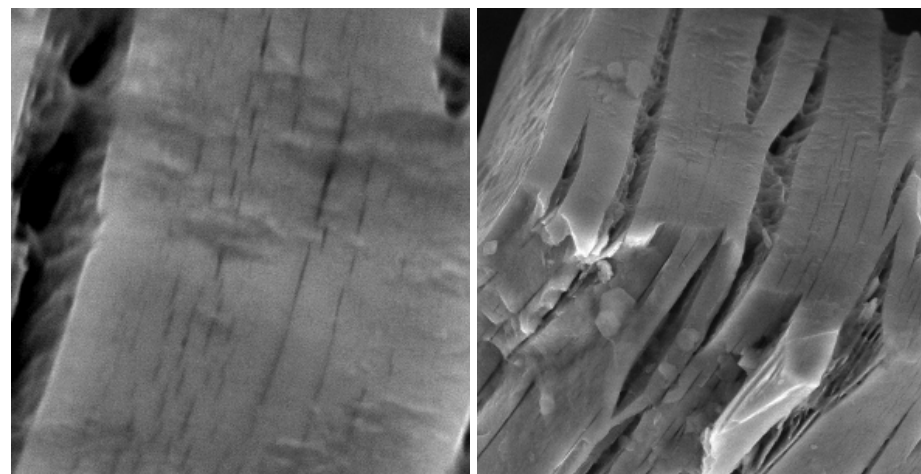


Рис. 4. Магнетит с фрамбоидальной структурой.



а)

б)



в)

г)

Рис. 5. Наноструктуры в зернах ильменита: а), в) – общий вид зерен; б), г) – фрагменты тех же частиц.

Использование мощного Nd-B-Fe магнита и ультразвукового диспергатора позволило провести сепарацию зерен магнитных минералов и изучить их состав и структуру на электронно-зондовом анализаторе «Tescan Vega II», а также оптическом микроскопе «Olympus BX51». С помощью методики, рассмотренной в работе [4] выделены магнитные минералы, что позволило изучить отдельные микро- и наночастицы ферритмагнетиков. Анализ показал, что все отложения имели сложный магнитоминералогический состав.

Распределение магнитных частиц, препарированных для микрондовых исследований, показано на рис. 3. В этот состав входили зерна практически всего шпинельного и гемогилеменитового ряда, сульфиды. На рис. 4 показан магнетит с фрамбоидальной структурой. Присутствие таких структур позволяет связать формирование магнетита с разрушением пирротина. На рис. 5 приведены примеры тонкого распада в ильмените (а, в – общий вид, б, г – фрагменты). Обнаруженная тонкая наноструктура (рис. 5), возникшая в результате распада ильменита, требует специального изучения.

Довольно часто в одном зерне осадочной породы присутствовало сразу несколько различных минералов, обладающих остаточной намагниченностью. В то же время принципиальных различий между магнитоминералогическим составом различных горизонтов отложений обнаружено не было. Все исследованные горизонты обладали схожим набором зерен магнитных минералов.

Основной вывод работы заключается в следующем. В водоемах исследованного типа (эпиконтинентальные моря, в которых источники кристаллического материала удалены на большие расстояния) магнитоминералогический состав образцов представлен практически всем спектром природных минералов - носителей остаточной намагниченности. Магнитоминералогический состав отложений, в первую очередь, определяется источником сноса осадочного материала. Качественно магнитоминералогический состав отложений мало зависит от физико-химических условий в месте аккумуляции осадка. В то же время количество минералов носителей остаточной намагниченности может на порядки изменяться на стадии седиментогенеза в связи с физической дифференциацией зерен по размеру и плотности.

1. Трубихин В.М. Палеомагнетизм и стратиграфия ачкагыльских отложений Западной Туркмении. М.: Наука, 1977. 76 с.
2. Крежевских О.А., Нечаева Т.В., Трубихин В.М. Опыт использования скалярных магнитных параметров для целей региональной корреляции осадочных толщ. Сб. Решение геофизических задач геомагнитными методами. М.: АН СССР ИФЗ, 1980. С. 158-166.
3. Милановский Е.Е. О корреляции фаз учащения инверсий геомагнитного поля, понижения уровня Мирового океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое // Геотектоника. 1996. № 1. С. 3-11.
4. Цельмович В.А. Микроскопическая диагностика магнитных частиц в изверженных и осадочных породах. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Борок, 19 - 22 октября 2006. М.: Геос, 2006. С. 149-154.

ХАРАКТЕР ДРЕЙФА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И БАЛТИКИ С ПОЗДНЕГО ОРДОВИКА ПО РАННИЙ ТРИАС: КОРРЕЛЯЦИЯ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ

А.В. Шацлло¹, В.И. Паверман², И.В. Федюкин³

¹Институт физики Земли РАН, Москва, (shatsillo@gmail.com);

²Stanford University, USA, California; ³МГУ, геологический факультет

За последние несколько лет авторскому коллективу удалось получить ряд новых палеомагнитных определений для палеозоя Сибирской платформы. Новые данные в комплексе с полученными ранее результатами позволяют уточнить конфигурацию кривой кажущейся миграции полюса (КМП) Сибирской платформы для палеозоя и оценить кинематику ее перемещений. В этом свете нам представляется интересным привлечь аналогичные палеомагнитные данные по Балтике, что позволит совместно рассмотреть перемещение этих крупнейших блоков Земной коры во времени с момента образования композитного континента Лавруссия и до формирования позднепалеозойской Пангеи.

Полученные данные. По южной окраине Сибири (Ньюско-Березовская впадина, Байкало-Патомское нагорье) нам удалось получить четыре новых палеомагнитных полюса – для позднего ордовика (карадок-ашгил), середины силура, раннего девона и рубежа карбон-пермь. Полученные результаты, а также использованные в анализе определения по Сибирской платформе и Балтике представлены в табл. 1.

Таблица 1.

Возраст (млн.лет)	Plat	Plong	A95(dp/dm)	Источник	
СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА					
O ₃	450	-31.1	131.2	2,6/5,2	Паверман, Шацлло, 2009
S ₁₋₂	425	-18.8	102.6	2.3/4.5	Паверман, Шацлло, 2009
D ₁	400	-6.0	94.6	1.9/3.2	Паверман, Шацлло, 2009
D ₃ -C ₁	360	11.1	149.7	8.9	Kravchinsky et al., 2002
C-P	300	31.4	128.3	7.8	Шацлло, Федюкин, 2009
P-T	250	57.2	151.5	4.0	Pavlov et al., 2008
БАЛТИКА					
O ₃	450	-0.9	205.26	26.5	Torsvik, Coocks, 2005
S ₁₋₂	425	-7.0	175	6/8	Лубнина и др., 2007
D ₁	400	3.2	140.62	6.9	Torsvik, Coocks, 2005
D ₃ -C ₁	360	14.0	152	-	Torsvik, Coocks, 2005
C-P	300	41.7	169.2	2.1	Torsvik, Coocks, 2005

В табл. 2 представлены кинематические характеристики Сибирской платформы и Балтики рассчитанные на основе предложенной выборки палеомагнитных полюсов палеозоя.

Таблица 2.*

Интервал времени (млн.лет)	Вращение (град)		Скорость вращения (град/млн.лет)		Скорость сближения полюсов Сибири и Балтики	Палеоширота		Скорость палеоширотного перемещения (см/год)	
	Сибирь	Балтика	Сибирь	Балтика		Сибирь	Балтика	Сибирь	Балтика
450-425	-25.1	-35.6	-1.00	-1.42	0.19	-6.8	-33.3	6.2	2.0
425-400	-8.9	-25.3	-0.36	-1.01	0.97	7.1	-28.7	5.4	11.8
400-360	62.8	15.3	1.57	0.38	1.08	19.3	-2.2	2.9	0.9
360-300	-17.6	27.2	-0.29	0.45	-0.51	29.6	0.9	4.7	3.0
300-250	60.9	-0.9	1.22	-0.02	0.68	55	17.4	3.0	4.3

* – Рассчитано для референтных точек: Сибирь (Lat=64, Long=108), Балтика (Lat=56, Long=42); скорость разворота Сибири относительно Балтики – функция от углового расстояния между палеомагнитными полюсами для соответствующих возрастов; отрицательные значения вращения – движение против часовой стрелки.

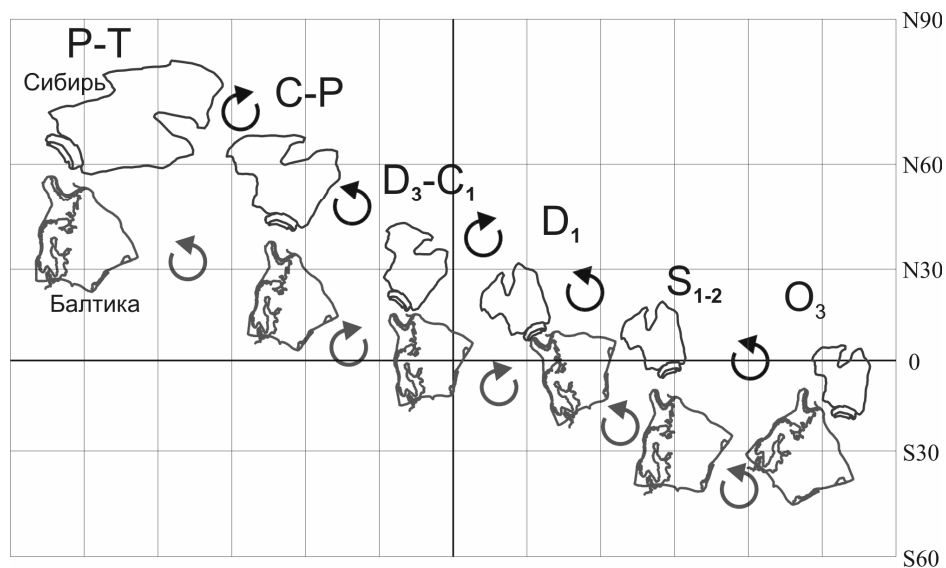
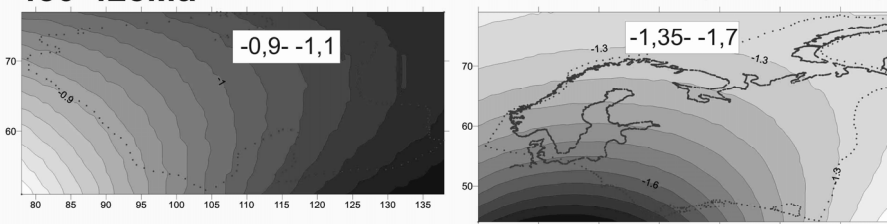


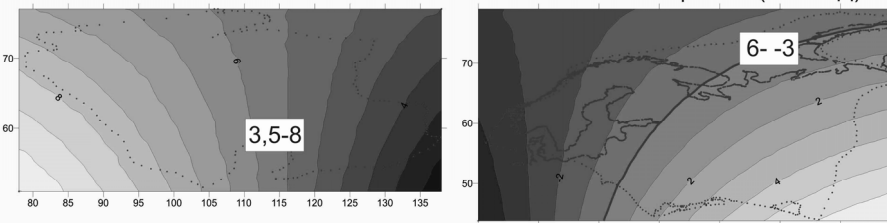
Рис. 1. Дрейф Сибирской платформы и Балтики в палеозое.

Поскольку численные характеристики дрейфа, рассчитанные для референтной точки, являются «частным» случаем и могут не отражать генеральную тенденцию перемещения платформы (что является особенностью перемещения на сфере), параметры скоростей, исходя из набора соответствующих парных полюсов, были рассчитаны для всех возможных точек земного шара. Что визуализируется в изолиниях скоростей (рис. 2).

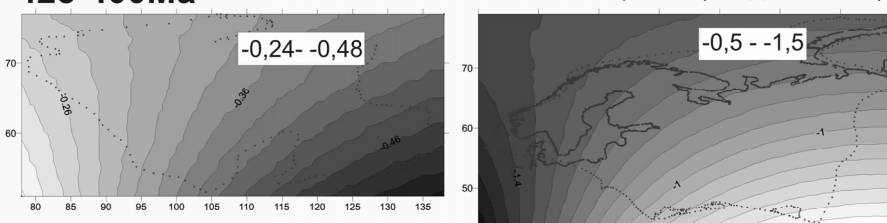
450-425Ma СКОРОСТЬ И НАПРАВЛЕНИЕ ВРАЩЕНИЯ (ГРАД/МЛН.ЛЕТ)



СКОРОСТЬ И НАПРАВЛЕНИЕ ШИРОТНОГО ПЕРЕМЕЩЕНИЯ (СМ/ГОД)



425-400Ma СКОРОСТЬ И НАПРАВЛЕНИЕ ВРАЩЕНИЯ (ГРАД/МЛН.ЛЕТ)



СКОРОСТЬ И НАПРАВЛЕНИЕ ШИРОТНОГО ПЕРЕМЕЩЕНИЯ (СМ/ГОД)

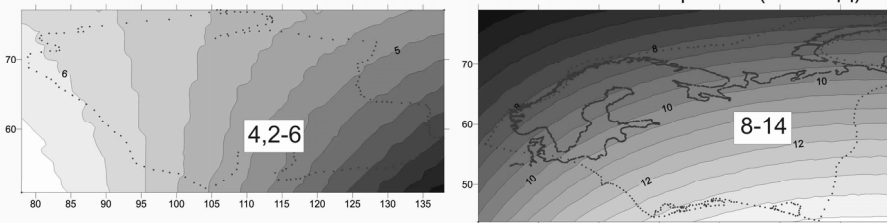


Рис. 2 (начало).

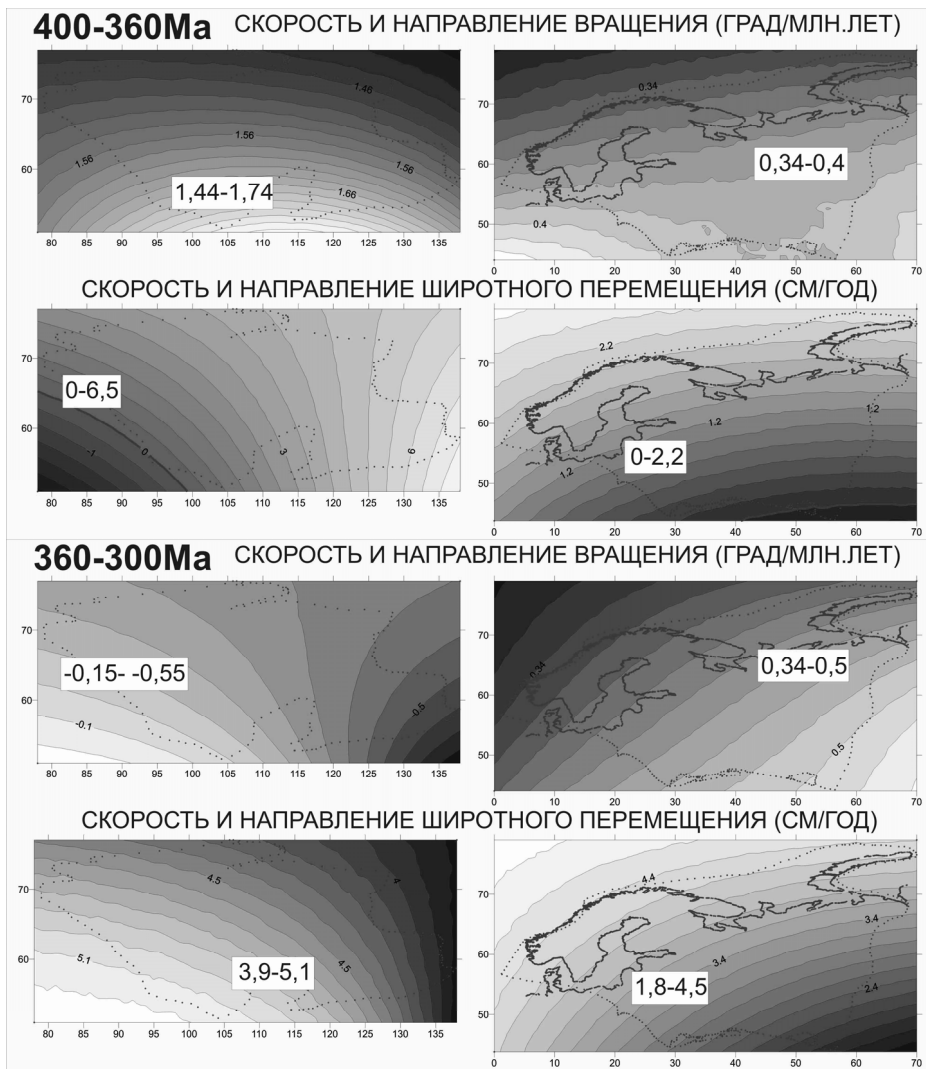


Рис. 2 (середина).

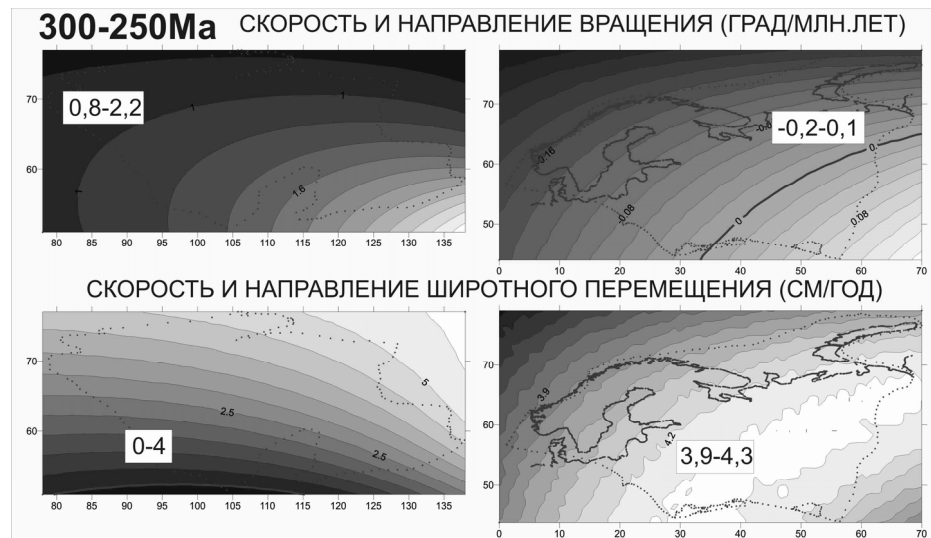


Рис. 2 (конец). Скорости широтного перемещения и вращения, для всех точек Земной поверхности и диапазоны скоростей для Сибирской платформы (слева) и Балтики (справа). Точки – расчетные палеомагнитные полюсы для соответствующих интервалов времени. Отрицательные значения скоростей вращения – вращение против часовой стрелки; отрицательные значения скоростей широтного перемещения – южный дрейф.

Проанализируем характер движения рассматриваемых континентальных блоков и их возможную связь с геологическими событиями, происходившими в палеозое (табл. 2, рисунки).

1. На протяжении времени с позднего ордовика по начало триаса Сибирь и Балтика испытывали устойчивый северный дрейф с периодами его ускорения и замедления. «Генерального» южного дрейфа платформ в рассматриваемом интервале не было.
2. Максимальные скорости дрейфа Сибири и Балтики были в течение силура, в это же время обе платформы испытывали согласованное вращение против часовой стрелки.
3. Рубеж силура и девона соответствует кардинальному изменению характера перемещения платформ: скорость широтного дрейфа резко падает, а вращение сменяет знак (по часовой стрелке). Вероятно, это должно быть связано с общепланетарными тектоническими «катаклизмами». Наиболее ярким геологическим событием близкого времени является коллизия Балтики и Лаврентии с образованием композитного континента Лавруссия.
4. На рубеже девона и карбона Сибирь снова меняет знак вращения (против часовой стрелки). Именно этому времени соответствуют внутриплитные рифтовые события, проявленные как в Сибири (Виллойский рифт), так и на Балтике.
5. На рубеже карбон-пермь Сибирь вновь меняет направление вращения (по часовой стрелке). Этому времени соответствует коллизия Таймырской окраины Сибири с Карским блоком. Обе платформы движутся на север с близкими скоростями, при этом Балтика практически не испытывает вращений. Вероятно, в это время северо-восточная окраина Балтики и северо-западная

О ФИЗИКЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОСАДКОВ

В.П. Щербаков, Н.К. Сычева

ГО «Борок» ИФЗ РАН

окраина Сибири приняли свое относительное положение близкое к «пангейскому» (=современному) и закрытие Палеоазиатского океана происходило по типу «ножницы» за счет разворота Сибири по часовой стрелке при соответствующем сближении юго-восточной и юго-западной окраин платформ.

6. Как видно из проведенного анализа, изменение характера движения рассматриваемых древних платформ тесно связано с крупными тектоническими событиями, происходившими на самих платформах и по их периферии, что указывает на единые геодинамические причины их породившие.

В заключении отметим, что Сибирская платформа и Балтика испытывали в целом согласованные перемещения, хотя совершенно очевидно, что в течение палеозоя они не являлись единой жесткой плитой. Это наблюдение можно рассматривать как дополнительную аргументацию геодинамической модели Шенгера-Натальина-Буртмана о формировании Центрально-Азиатского подвижного пояса как результата деятельности единой островной дуги соединяющей южные окраины этих платформ в палеозое.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 07-05-00880, 07-05-00750 и программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)»

1. Паверман В.И., Шаццлло А.В. Новые данные по позднеордовикскому-раннесилурийскому участку кривой КМП для Алданского блока Сибирской платформы // Научная конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН. 28 апреля 2009г. http://ifz.ru/conference/2009/ysc_thesises/Paverman_Shacillo.pdf
2. Kravchinsky, V.A., K.M. Konstantinov, V. Courtillot, J.I. Savrasov, J.-P. Valet, S.D. Cherniy, S.G. Mishenin, and B.S. Parasotka, Palaeomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and palaeogeographic reconstructions at about 360 and 250Ma, *Geophys. J. Int.*, 2002, 148, p.1-33.
3. А.В. Шаццлло, И.В. Федюкин. Палеогеографическое положение Сибирской платформы в конце карбона – начале перми по палеомагнитным данным // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания, ИЗК СО РАН, Иркутск, 2009, с.143-144.
4. V.E. Pavlov, V. Courtillot, Bazhenov M.L., and R.V. Veselovsky. Paleomagnetism of the Siberian traps: new data and a new overall 250 Ma pole for Siberia // *Tectonophysics*, 2007 Vol. 443, p. 72–92.
5. Trond H. Torsvik & L. Robin M. Cocks, 2005 Norway in space and time: A Centennial cavalcade // *NORWEGIAN JOURNAL OF GEOLOGY* 2005, 85, p. 73-86.
6. Н.В. Лубнина, А.Г. Иосифиди, А.Н. Храмов, В.В. Попов, М. Левандовский. Палеомагнитные исследования силурийских и девонских отложений Подолии // Палеомагнитная количественная основа палеогеографических и геодинамических реконструкций, ВНИГРИ, С.Пб., 2007 с.105-125.

Процесс образования остаточной намагниченности осадочных пород J_{ro} разбивается на два этапа: 1) собственно осаждение частиц в водной среде с поверхности водоёма на дно; 2) последующее уплотнение и консолидация осадка при его погружении в более глубокие слои. Этим этапам сопоставляются два типа остаточной намагниченности - седиментационная (DRM) и постседиментационная (pDRM). По определению, DRM возникает непосредственно в процессе осаждения путём частичной ориентации магнитных моментов \mathbf{m} магнитных частиц по направлению внешнего магнитного поля \mathbf{B} . PDRM образуется за счёт постепенного разворота \mathbf{m} к направлению \mathbf{B} в полужидком осадке уже после осаждения, причём неважно, за счёт каких именно процессов происходит такой разворот.

Базовой теоретической моделью образования DRM долгие годы была модель индивидуальной частицы [1], в которой рассматривалось оседание ферромагнитной сферической частицы радиуса r в условиях, когда единственным фактором, мешающим ориентировке её магнитного момента \mathbf{m} по направлению внешнего магнитного поля \mathbf{B} , являлась вязкость воды. Согласно этой модели, величина DRM должна быть близка к насыщению $J_{sat} = J_n c_{mag}$ уже в при осаждении в земном поле. Здесь J_n – естественная остаточная намагниченность частицы, а c_{mag} – относительное содержание ферромагнитного материала в осаждающейся суспензии. Этот вывод противоречит одному из основных положений палеомагнетизма о том, что намагниченность пород прямо пропорциональна интенсивности внешнего поля. К тому же NRM осадков весьма мала, будучи на порядки меньше J_{sat} , а фактически же она в подавляющем большинстве случаев составляет лишь доли от интенсивности безгистерезисной остаточной намагниченности, полученной в полях порядка земного поля [2; 3]).

Для приведения в соответствие теоретические представления и экспериментальные данные, рассматривались различные дезориентирующие факторы: термофлуктуации, гидродинамические воздействия, слипание частиц под действием сил Ван дер Ваальса (флоккуляция). Как оказалось, термофлуктуации эффективны лишь для ОД частиц, а наиболее вероятным фактором дезориентации, резко снижающим величину как индуктивной J_{sus} , так и остаточной намагниченности (DRM), является флокуляция [4]. Что же касается гидродинамических воздействий, то их роль на настоящий момент далеко неясна в силу больших сложностей, возникающих при соответствующих расчётах, хотя можно отметить работу [5], в которой рассматривалось вращение зерна при осаждении при совместном действии магнитного и гидродинамического моментов сил. Последний возникал за счёт асимметрии (пропеллерности) формы зерна. Как показали расчёты, эти силы могут привести к лишь некоторой дезориентации магнитного момента \mathbf{m} оседающей частицы, выражающейся, главным образом, в некотором завышении наклона. Из всего сказанного делался вывод, что модель Нагаты изолированной оседающей частицы следует признать несостоятельной. Это положение

можно подкрепить и известными эмпирическими фактами, заключающимися в том, что результат переосаждения одного и того же осадочного материала значительно зависит как от применяемого метода (разовый или порционный), так и от солёности воды, чего никак не могло бы быть в случае справедливости модели изолированно оседающей частицы.

Роль флуккулаций исследовалась экспериментально и теоретически в ряде работ [4; 6; 7]. В последние годы нами было предпринято детальное теоретическое исследование этого вопроса [8; 9], в рамках которого выполнено численное моделирование процесса коагуляции частиц в агрегаты с учётом броуновского движения, сил Ван дер Ваальса, гравитации, стоковского трения и магнитоэлектростатического взаимодействия. Показано что кластеры, образовавшиеся в результате случайной агрегации частиц и кластеров меньшего размера имеют рыхлую ветвистую структуру и могут быть классифицированы как фрактальные образования со средней фрактальной размерностью $d = 1.83$ (Рис. 1).

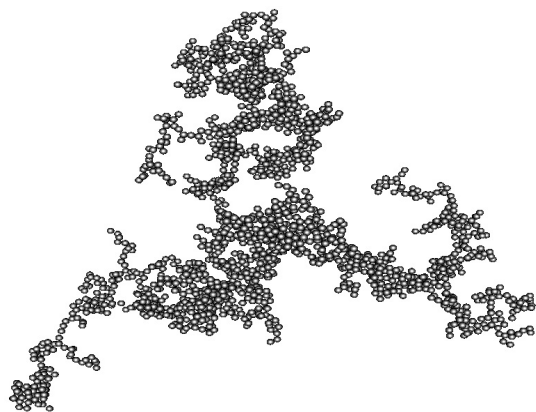


Рис. 1. Конфигурация кластера в кластер-кластерной модели агрегации (ССА-модели) с учетом броуновского движения и сил Ван-дер-Ваальса.

Магнитные частицы в процессе коагуляции не образуют цепочек или кластеров, как это предполагалось в ряде предыдущих работ, а относительно равномерно распределяются среди немагнитных частиц, что даёт дополнительный аргумент в пользу того, что цепочки частиц магнетита, обнаруживаемые в морских осадках, имеют биогенное происхождение, а не являются результатом притяжения магнитных частиц друг к другу за счёт магнитоэлектростатического взаимодействия. Показано, что процесс осаждения подчиняется своего рода принципу масштабной инвариантности: количество кластеров и среднее число частиц в них не изменяются при одновременном изменении глубины бассейна H и концентрации исходного материала на поверхности c_0 (при постоянстве температуры и исходного размера частиц r) таким образом, что произведение $Hc_0 = \text{const}$. Коагуляция является важнейшим фактором, формирующим структуру придонного слоя и намагниченность суспензии при относительно высокой концентрации c_0 , типичной для условий переосаждения, озёр и прибрежных морей. Для океанических осадков в силу малости c_0 коагуляция практически не играет роли.

Коэффициент эффективности столкновений при флуккулации зависит от размеров частиц, их минералогии и свойств среды. Стало быть, то же самое должно

быть справедливо и для DRM. Этот вывод согласуется с многочисленными экспериментальными данными, получение которых стало возможным с появлением магнитометров типа SQUID, способных за нескольких секунд выполнять измерения намагниченности как водной суспензии, так и уже консолидированного осадка. Так, в работе [10] показано, что DRM сильно разбавленных суспензий, с содержанием воды $c_w > 95\%$, насыщается уже в полях $B \approx (0.2-1)$ мТл, в то время как намагниченность “густых” суспензий, с $c_w = 88\%$, не насыщается вплоть до $B = 1$ мТл. Отметим, что в процессе эксперимента, который длился 52 часа, объём разбавленных суспензий уменьшился в (2-3) раза, а объём “густых” суспензий - всего на (1-4) %. При этом заметный рост величины DRM разбавленных суспензий наблюдался на протяжении всего периода осаждения, в то время как намагниченность “густых” суспензий приобрелась уже в первые минуты.

Свидетельства о быстром насыщении величины намагниченности разбавленных суспензий при увеличении B всего до 0.1 мТл приведены в работах [11; 7]. Van Vreimingen, 1993 [12] измерил намагниченность суспензии J_{sus} непосредственно в присутствии B и показал, что наблюдается быстрое затухание интенсивности J_{sus} со временем и увеличением солёности воды. Результаты упомянутых экспериментов сильно зависят от размеров частиц r , их минералогии и свойств среды, в частности, её солёности и величины pH [13; 12; 14].

Отметим, что практически во всех этих работах осадок непосредственно перед осаждением диспергировался путём помещения в ультразвуковую ванну. Что можно извлечь из этих экспериментов?

1. Явление насыщения как индуктивной намагниченности суспензии J_{sus} , так и остаточной намагниченности DRM в малых полях, говорит в пользу модели Нагаты.
2. Быстрое затухание намагниченности суспензии со временем и увеличением солёности воды свидетельствует в пользу модели флуккулации.

Следовательно, обе эти модели являются предельными случаями одного и того же процесса ориентации оседающих частиц во внешнем магнитном поле, но в одном случае флуккулация присутствует и заметно уменьшает способность частиц к ориентации вдоль \mathbf{B} , а в другом она не успевает проявляться.

Как показали наши расчёты [8; 9], флуккулационная модель, действительно, может объяснить особенности процесса намагничивания суспензий на полуфеноменологическом уровне. В качестве примера, нами рассчитан спад J_{sus} с глубиной (рис. 2) и временем (рис. 3) в условиях интенсивной флуккулации. Результаты расчётов хорошо согласуются с данными экспериментов [12].

Свойства pDRM исследовались в многочисленных работах: [15; 10; 16; 17] и т.д. Основные выводы из этих работ, проливающие свет на физический механизм образования pDRM, можно кратко сформулировать так:

1. Если магнитное поле включается уже после осаждения и осадок при этом не испытывает никаких других воздействий, то pDRM \ll DRM.
2. pDRM становится сравнима с DRM, если полужидкий осадок активируется каким-либо способом (ультразвук, размешивание, удары и т.д.) в присутствии поля.

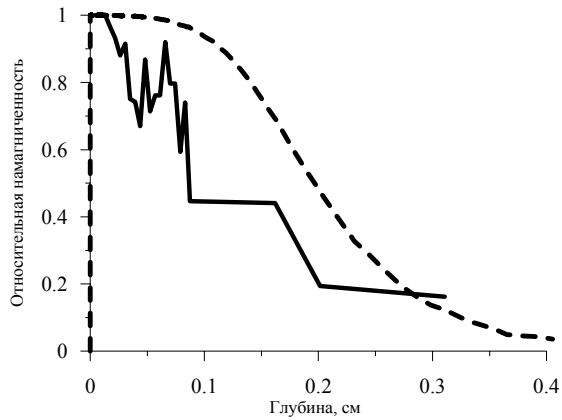


Рис. 2. Изменение J_{sus} с глубиной для $J_n = 10$ кА/м, $c_0 = 1\%$, радиус частиц $r = r_m = 1$ мкм, численное моделирование (сплошная линия). Пунктир – результаты расчёта по упрощённой схеме для характерного кластера.

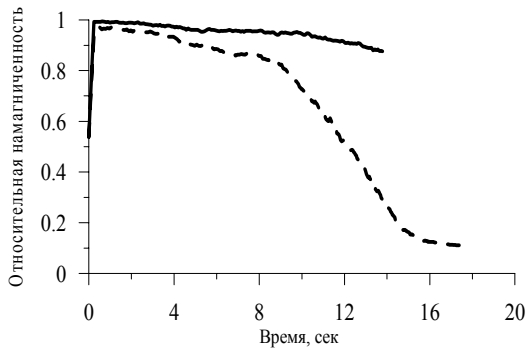


Рис. 3. Изменение J_{sus} от времени при осаждении суспензии в кубе $1.53 \times 1.53 \times 1.53$ см, $J_n = 10$ кА/м. Пунктир – коэффициент слипания $\beta = 1$, сплошная линия – коэффициент слипания $\beta = 0.1$.

Возможное объяснение роли активации состоит в следующем. Процесс слипания обычно описывается потенциалом расклинивающего давления Дерягина-Ландау-Фервея-Овербека (ДЛФО) [18], который состоит из суммы сил электростатического отталкивания частиц суспензии, заряженных относительно водного раствора, и сил Ван-дер-Ваальса, за счёт которых происходит слипание частиц. Энергия притяжения E_1 частиц варьируется в широких пределах, доходя до сотен $k_B T$, где k_B – постоянная Больцмана, T – температура. Действие электростатической составляющей компенсируется наличием диффузного слоя противоионов, экранирующих заряд частиц и силы отталкивания возникает на самом деле из-за его деформации при сближении частиц на расстояние $h \leq$ толщины диффузного слоя $d \propto \sqrt{c}$, где c – концентрация ионов в электролите. В морской воде d составляет всего около 0.4 нм, то есть несколько молекулярных слоёв. При малой минерализации воды d достигает величины в несколько нм, в чистой дистиллированной воде это могут быть и десятки нм. Заряд частиц возникает вследствие различной растворимости заряженных молекул минерала, из которого состоит то или иное зерно, либо вследствие неодинаковой растворимости катионов и ионов, присутствующих в воде (краткий обзор этих проблем относительно минералов, интересующих нас, можно найти в работе [14]).

Флокуляция приводит к образованию агрегатов связанных частиц, отделенных друг от друга прослойкой дисперсионной среды [18; 19]. Соответственно, частицы сохраняют относительную подвижность внутри упавших на дно агрегатов, а стало быть, и некоторую способность ориентироваться во внешнем магнитном поле. Особенно легко могут вращаться частицы, имеющие лишь один-два контакта. Такой род смещений соответствует так называемым быстрым и медленным обратимым упругим смещениям [20]. Временная зависимость и интенсивность возникающей при этом индуктивной намагниченности J_{sus} определяется балансом магнитной и упругих сил [21]:

$$8\pi r^3 \left(\eta \frac{d\phi}{dt} + G\phi \right) = mB \sin \phi \quad (1)$$

где η – эффективная вязкость, G – модуль сдвига осадка, m – магнитный момент частицы, ϕ – угол между \mathbf{m} и \mathbf{B} , t – время после включения \mathbf{B} . Численно $G \sim (1-10)$ кПа при содержании воды в осадке $\sim (5-10)$ объёмных процентов [20; 16]. Для быстрых упругих деформаций вязкостью можно пренебречь, для медленных деформаций вязкость существенна и при указанном выше содержании воды её можно грубо оценить в 10^3 кПа·с. Более подробные сведения о реологических свойствах осадка в применении к их магнитным свойствам можно найти в работе [22]. Заметим лишь, что физическая природа медленных упругих деформаций в полужидких осадках состоит в существовании спорадических скольжений контактов соседних частиц вдоль контактирующих поверхностей под влиянием внешних нагрузок либо термофлуктуаций. С учётом указанных оценок характерное время установления (затухания) намагниченности за счёт медленных упругих деформаций $\sim (100-1000)$ с. Затухание pDRM на таких временах, действительно, было зарегистрировано в работах [23, 24].

Как известно, наряду с флокуляцией (ассоциацией) существуют и процессы диссоциации. Характерное время диссоциации под действием термофлуктуаций для сильно демпфированных колебаний частицы в потенциальной яме глубиной E_1 , когда силы вязкости намного превышают силы инерции, описывается известной формулой Крамерса [25]

$$\tau = \frac{12\pi^2 r \eta}{\sqrt{E''(h_{\min})E''(h_{\max 2})}} \exp\left(\frac{E_1}{k_B T}\right) \quad (2)$$

Для грубой оценки τ положим $E''(h_{\min}) \approx E''(h_{\max 2}) \approx \frac{\Delta E}{\alpha^2 r^2}$, где параметр $\alpha \ll 1$. Последнее неравенство связано с тем, что для частиц агрегата $h \ll r$. Тогда соотношение (2) можно записать как

$$\tau \approx \frac{r^3 \alpha^2}{\Delta E} \exp\left(\frac{E_1}{k_B T}\right) \quad (3)$$

Простой подсчёт по этой формуле показывает, что для $\Delta E \sim E_2 < 15 k_B T$, радиусе частицы $r \leq 1$ мкм и $\alpha \leq 0.1$ величина τ не превышает 10^3 с. Таким образом, небольшая величина энергии связи E_1 приводит к протеканию процессов диссоциации в образующихся при столкновениях агрегатов.

Механизм действия активации имеет своё начало, очевидно, в диспергации (диссоциации) частиц. Любые динамические воздействия на разбавленную суспензию приводят к возникновению мелкомасштабных неоднородных гидродинамических течений в порах и каналах между частицами, поскольку твёрдая фаза намного более инерционна и испытывает воздействие гидродинамических течений опосредствовано, через мицеллы, окружающую частицы. Так, при облучении ультразвуком образец испытывает попеременные сжатия и растяжения с частотой в десятки тысяч герц, при серии ударов возникают импульсные воздействия. Течения создают быстро меняющиеся во времени гидродинамические силы, стремящиеся оторвать частицы друг от друга, что приводит к появлению дополнительной, в сравнении с тепловой, энергии случайных воздействий E_{act} на частицы, находящиеся в потенциальных ямах. Полагая, что активация идёт достаточно интенсивно, так что $E_{act} \gg k_B T$, феноменологически время диссоциации частиц за счёт активации можно описать простой модификацией (3):

$$\tau \approx \frac{r^3 \alpha^2}{\Delta E} \exp\left(-\frac{E_1}{E_{act}}\right) \quad (4)$$

Сравнение (3) и (4) показывает, что при $E_{act} \gg k_B T$ время диссоциации частиц падает на порядки величины, что и ведёт к интенсификации процессов диссоциации в полужидком осадке и разрыву связей между частицами. Как оказывают эксперименты, непосредственно после такого воздействия модуль сдвига G снижается до величин ~ 100 Па [14]. Соответственно, на порядок величины возрастает b относительная намагниченность i , возникшая за счёт упругих деформаций: $i = J/J_s \approx \varepsilon \sim mB/G$.

С другой стороны, через некоторое время после прекращения активации модуль сдвига и связи между частицами восстанавливаются до прежних величин. При этом часть зёрен блокируется (т.е. теряет способность к вращению) за счёт увеличения числа связей и закрепления в более глубоких потенциальных ямах. Этот процесс и приводит к возникновению значительной стабильной pDRM, интенсивность которой определяется напряжённостью внешнего поля B , степенью ориентации и относительной долей магнитных частиц, захваченных в потенциальные ямы при восстановлении реологических параметров осадка после прекращения активации. Степень ориентации и доля захваченных магнитных частиц, в свою очередь, зависят от ряда факторов, среди которых можно отметить продолжительность и интенсивность внешних воздействий, их характер, а также химизм водной среды и все те магнитные и минералогические свойства частиц, которые уже упоминались выше, в разделе, посвящённом анализу возникновения и свойств DRM.

Роль активации, по-видимому, может играть и продолжающееся осаждение, как свидетельствуют работы [26; 27]. В этих работах проводилось осаждение материала в цилиндрические сосуды со скоростью ≈ 1 см/несколько часов (путём ежедневных одноразовых заливок) в искусственно созданном внешнем магнитном поле B . По истечении нескольких дней направление B менялось на обратное и осаждение продолжалось. В конце эксперимента измерялась остаточная намагниченность осадка J_{r0} на протяжении всей полученной колонки. Оказалось, что в некоторых колонках направление J_{r0} изменилось на обратное в тех слоях

осадка, которые лежат на несколько см ниже маркера, отмечающего момент обращения B . Но если даже направление J_{r0} не изменялось, то всё равно её интенсивность резко падала. Необходимо подчеркнуть, что такой эффект пока что был получен только в лабораторных экспериментах при очень высокой скорости осаждения и далеко неясно, сохранится ли он в природных условиях, когда скорость осаждения не превышает 1 мм/год.

Физический механизм образования pDRM при продолжающемся осаждении, по-видимому, отличается от механизма образования pDRM при активации полужидкого осадка, поскольку в первом случае вряд ли можно ожидать возникновения заметной диспергации твёрдой фазы. Скорее здесь следует придерживаться традиционной точки зрения, по которой предполагается, что в верхних слоях осадка большинство магнитных частиц ещё не потеряли способности к свободному вращению и, стало быть, в образце присутствует индуктивная намагниченность, созданная за счёт быстрых и медленных упругих деформаций, как это описывалось выше. По мере продвижения уже осевших слоёв вглубь концентрация твёрдой фазы возрастает, число контактов между частицами увеличивается и происходит постепенная фиксация индуктивной намагниченности отдельных частиц. При инверсии внешнего поля намагниченность той части частиц, что не успели ещё закрепиться, немедленно разворачивается вслед за полем. В то же время намагниченность тех частиц, что уже закрепились, сохраняет первоначальное направление. Таким образом, после окончательной фиксации положения и ориентации зёрен в осадке, направление и интенсивность J_{r0} определяется конкуренцией между этими двумя типами частиц. Эти рассуждения ясно демонстрируют природу задержки фиксации намагниченности, а также объясняют тот факт, что при инверсии поля при определённых условиях может произойти изменение направления J_{r0} и/или спад её интенсивности за счёт возникновения pDRM. Отметим, что близкая к описанной здесь схема приобретения pDRM использовалась в работе [22].

Заключение Как видно из вышеизложенного, наши знания о механизме приобретения и свойствах DRM и pDRM всё ещё очень фрагментарны. Таким образом, вопрос на настоящий момент состоит в том, что нам нужно делать, чтобы существенно продвинуться вперёд.

По нашему мнению, в области эксперимента необходимы выполнить непрерывные измерения намагниченности как в присутствии поля, так и после его снятия. Параллельно с этим следует проводить измерения химизма среды и реологии осадка.

В области теории желательны произвести расчёты пространственно-временной структуры осадка во время его генезиса, с учётом возможных внешних воздействий (активации), имея в виду прежде всего связь этих процессов с процессом образования pDRM и разрушения DRM (возможный инструмент - реологические модели).

1. Nagata T. Магнетизм горных пород. М.: Мир. 1965. 348 с.
2. Большаков В.А. Использование методов магнетизма горных пород при изучении новейших отложений // М.: ГЕОС. 1996. 192 с.
3. Franke C., Hofmann D., Tilo von Dobeneck. Does lithology influence relative paleointensity records: a statistical analysis on South Atlantic pelagic sediments // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2004. V. 147. P. 285–296.

4. *Shcherbakov V., Shcherbakova V.* On the theory of depositional remanent magnetization in sedimentary rocks // *Geophys. Surv.* 1983. V.5. P. 369-380.
5. *Черноус М.А., Щербаков В.П.* Роль гидродинамических факторов в образовании осадочной намагниченности // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1980. №1. С. 120-124.
6. *Katari K., Bloxham J.* Effects of sediment aggregate size on DRM intensity: a new theory // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 186(1). P. 113-122.
7. *Tauxe L., Steindorf J.L., Harris A.* Depositional remanent magnetization: Toward an improved theoretical and experimental foundation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 244. P. 515-529.
8. *Щербаков В.П., Сычёва Н.К.* О флокуляционном механизме образования остаточной намагниченности осадочных пород // *Физика Земли.* 2008. №10. С.56-68.
9. *Щербаков В.П., Сычёва Н.К.* Численное моделирование процесса образования намагниченности осаждающейся суспензии горных пород // *Физика Земли.* 2009. №1. С.51-60.
10. *Barton C.E., McElhinny M.W., Edwards D.J.,* Laboratory studies of depositional DRM, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 61 (1980) 355–377.
11. *Shive Peter N.* Alignment of magnetic grains in fluids // *Earth and Planetary Science Letters.* 1985. V. 72. P. 117-124.
12. *van Vreumingen M.J.* The magnetization intensity of some artificial suspensions while flocculating in a magnetic field // *Geophys. J. Int.,* 1993. 114, 601-606.
13. *Большаков А.С., Куражковский А.Ю.* Ионный состав воды и намагниченность осадков // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1989. №5. С.118-126.
14. *Katari K., Tauxe L.* Effects of surface chemistry and flocculation on the intensity of magnetization in redeposited sediments // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. 181. 489-496.
15. *Verosub, K.* (1977), Depositional and postdepositional processes in the magnetization of sediments, *Rev. Geophys. Space Phys.,* 15, 129-143.
16. *Katari K., Tauxe L., King J.* A reassessment of post depositional remanent magnetism: preliminary experiments with natural sediments // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. 183. 147-160.
17. *Carter-Stiglitz, B., J.-P. Valet, and M. LeGoff* (2006), Constraints on the Acquisition of Remanent Magnetization in Fine-Grained Sediments Imposed by Redeposition Experiments, *Earth Planet. Sci. Lett.,* 245, 427–437.
18. *Дерягин Б.В.* Теория устойчивости коллоидов и тонких пленок // М.: Наука. 1986. 206 с.
19. *Шелудко А.* Коллоидная химия // Пер. с болгар. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Мир. 1984. 320 с.
20. *Нечипоренко С.П., Круглицкий Н.Н., Панасевич А.А., Хилько В.В.* Физико-химическая механика дисперсных минералов, *Наук. Думка, Киев,* 246 стр.
21. *Shcherbakov V.P., Shcherbakova V.V.* On the physics of acquisition post-depositional remanent magnetization // *Phys. Earth Planet. Int.* 1987. 46. 64-70.
22. *Малахов М.И.* Физические процессы постседиментационного намагничивания океанских и континентальных осадков // *Процессы постседиментационного намагничивания и характерные изменения магнитного поля и климата Земли в прошлом.* Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003, С.9-42.
23. *Tucker P.* Stirred remanent magnetization: a laboratory analogue of postdepositional realignment // *J. Geophys.* 1980. 48, 153–157.
24. *Heslop D., Witt A., Kleiner T., Fabian K.* The role of magnetostatic interactions in sediment suspensions // *Geophys. J. Int.* 2006. 165, 775–785
25. *Hanggi, P., P. Talkner, and M. Borkovec.* Reaction-rate theory: fifty years after Kramers // *Rev. Mod. Phys.,* 1990. 62, 251.
26. *Lovlie, R.* Post-depositional remanent magnetization in a re-deposited deep-sea sediment // *Earth Planet. Sci. Lett.,* 1974. 21, 315 – 320.
27. *Quidelleur X., Valet J.-P., LeGoff M., Bouloire X.* *Earth Planet. Science Lett.* 1995. 133. 311-325

МИРОВАЯ БАЗА ДАННЫХ (МБД) ПО ПАЛЕОНАПРЯЖЁННОСТИ: ИСТОРИЯ СОЗДАНИЯ И ИНСТРУКЦИЯ К ПОЛЬЗОВАНИЮ

В.П. Щербаков, Н.К. Сычёва

ГО «Борок» ИФЗ РАН

Первый вариант мировой базы данных по определениям палеонапряженности, полученным на изверженных породах, появился в 1995 году [1], БД содержала 1123 определения VDM из 83 источников. В 1997 году БД была разработана в СУБД Access в ее современном виде [2; 3; 4], дополнена новыми данными (1340 определений VDM из 92 работ) и помещена под названием IAGA PALEOINTENSITY DATABASE (IPD) на сайте ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/Solid_Earth/Paleomag/access/ver3.5/access2000/PINT00.MDB. Геофизического Центра данных в Boulder, В 2001 году в ГО «Борок» ИФЗ РАН IPD была дополнена новыми определениями палеонапряженности и помещена нами для общего пользования на сайте ГО "Борок" <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html>. (BOROKPINT.MDB) [5; 6; 7]. В 2009 году Мировая база данных по палеонапряженности (World Paleointensity Database) зарегистрирована ГО «Борок ИФЗ РАН» в Государственном регистре баз данных, регистрационное свидетельство №12579 от 20 августа 2009 года, регистрационный номер 0220913428. База данных доступна для скачивания с сайта ГО «Борок» ИФЗ РАН и с сайта информационно-измерительного комплекса для исследований в области палеомагнетизма и магнетизма горных пород <http://palmag.yar.ru>. БД постоянно обновляется включением в нее новых определений, опубликованных в мировой литературе, и на данный момент содержит почти 3900 определений виртуального дипольного момента (VDM). В базу включаются все известные в литературе определения VDM, полученные на изверженных породах разными методами, с различной степенью достоверности, начиная с работы 1938 года издания. Отметим, что в 40-50-е годы прошлого века было опубликовано всего 2 работы. В дальнейшем их число быстро нарастало: 54 работы – в 60-70-е годы, 38 работ – в 80-е годы, 66 работ – в 90-е годы, а начиная с 2000-го года в БД включены определения VDM уже из 110 источников. Таким образом, в последнее десятилетие наблюдается существенный рост интереса к абсолютным определениям палеонапряженности (рис. 1).

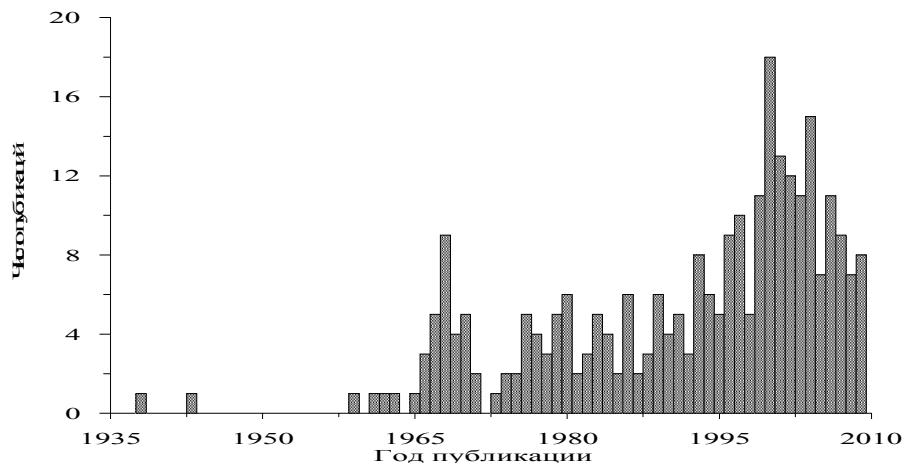


Рис. 1. Число публикаций по определениям палеонапряжённости в разные годы.

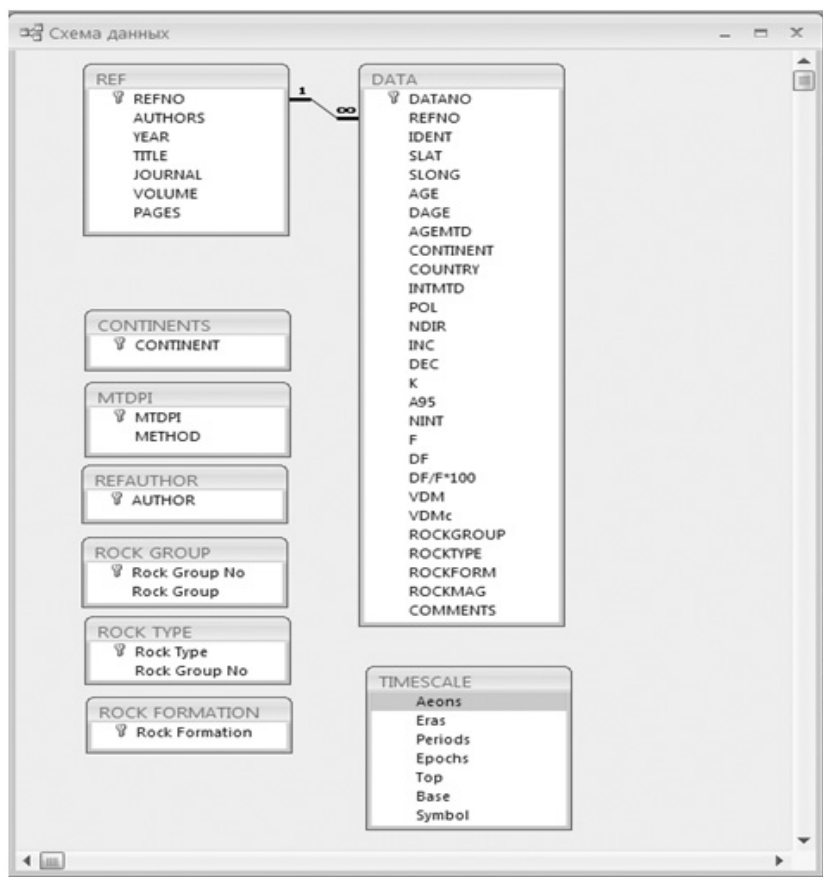


Рис. 2. Схема данных Мировой БД по палеонапряжённости.

БД создана в СУБД Access (возможна работа с БД в версиях MS Office 2003 и 2007) и состоит из двух связанных таблиц – **REF** и **DATA** (рис. 2). Первичный ключ таблицы REF (порядковый номер печатной работы) используется в качестве внешнего ключа для связи с таблицей DATA. Таблица REF содержит библиографические данные о работе – авторы, название статьи, год издания, название журнала, номер тома, страницы – всего 7 атрибутов (полей). Таблица DATA содержит 28 атрибутов (табл.). Другие таблицы **TIMESCALE**, **MTDPI**, **ROCKS**, **REFAUTHOR**, **CONTINENTS** между собой не связаны и носят информационный характер. К примеру, таблица **MTDPI** содержит условные обозначения методов определения палеонапряжённости, которые используются в поле INTMTD таблицы DATA (на данный момент их уже более 20). Управлять данными, содержащимися в таблицах, возможно с помощью запросов, которые позволяют пользователю получить нужный набор данных из одной или нескольких базовых таблиц. В запросе можно указать условия, которым должны удовлетворять выбранные данные. Для использования возможностей электронных таблиц (например, для графического представления выбранных данных или для статистического анализа) данные Access можно экспортировать в Excel.

Таблица. Атрибуты (поля) таблицы DATA.

DATANO	Счетчик
REFNO	Внешний ключ (первичный ключ табл. REF)
IDENT	Название сайта
SLAT	Географические координаты места отбора
SLONG	
AGE	Возраст (млн лет)
DAGE	Ошибка определения возраста (млн лет)
AGEMTD	Метод определения возраста
CONTINENT	Континентальное или океанское плато
COUNTRY	Страна или остров
INTMTD	Метод определения палеонапряжённости
POL	полярность
NDIR	Число образцов, использованных для определения направления
INC	Наклонение (градусы)
DEC	Склонение (градусы)
K	Кучность (в статистике Фишера мера группировки векторов)
A95	Угол доверия для вероятности 0.95 (в статистике Фишера половина центрального угла кругового конуса, описанного вокруг среднего положения вектора)
NINT	Число образцов для определения палеонапряжённости F
F	Палеонапряжённость (мкТ)
DF	Ошибка определения палеонапряжённости (ошибка среднего)
$DF/F*100$	Ошибка определения палеонапряжённости (ошибка среднего) в %
VDM	Виртуальный дипольный момент ($\times 10^{22} \text{ Ам}^2$)
VDMc	Расчитанное значение VDM ($\times 10^{22} \text{ Ам}^2$)
ROCKGROUP	Характеристика горной породы
ROCKTYPE	
ROCKFORM	
ROCKMAG	
COMMENTS	комментарии

Пример создания диаграммы Палеонапряжённость F – Возраст пород с указанием ошибок определения F и возраста показан на рис. 3.

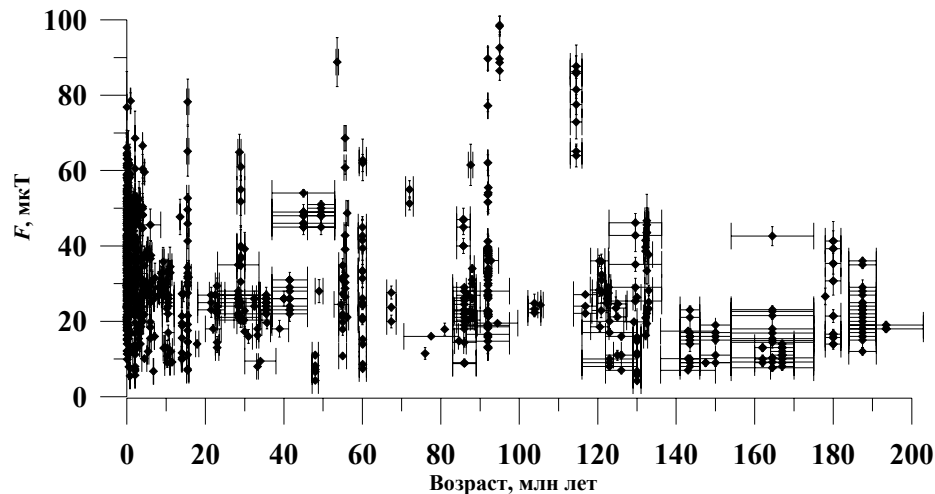


Рис. 3. Отбор определений F из БД за последние 200 млн лет по общепринятым критериям надёжности: метод Телье с check-точками, число образцов для определения F - не меньше 3, ошибка определения dF/F не больше 15%. Всего БД с учетом указанных условий содержит 1084 определения F .

Другой пример подобной же диаграммы, но относящейся только к относительно молодым породам, показан на рис. 4.

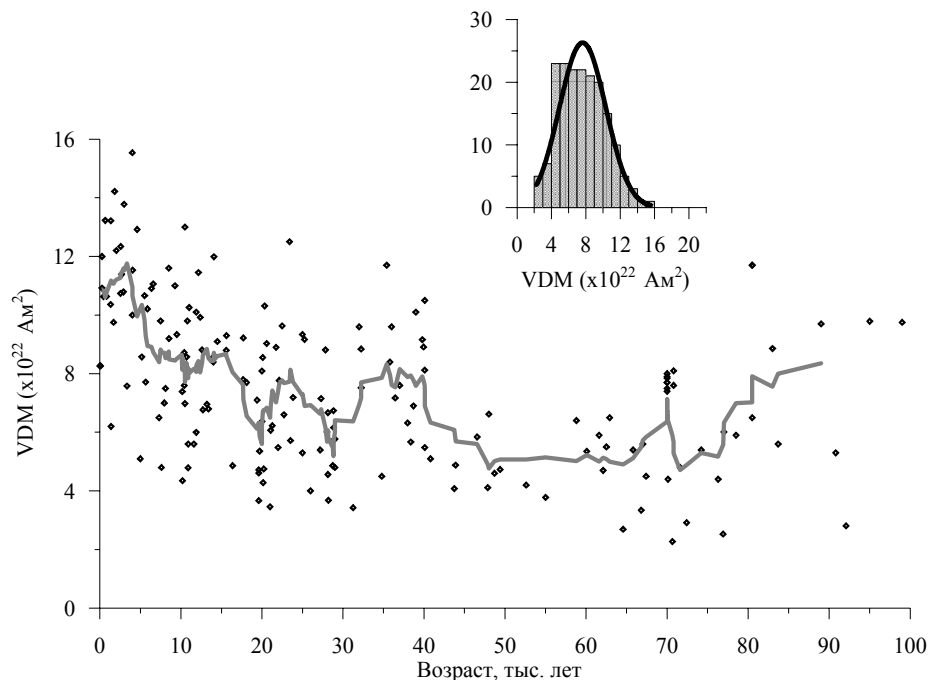


Рис. 4. Величина VDM в зависимости от возраста пород для последних 100 тысяч лет (во избежание недоразумений заметим, что здесь не учтены археомагнитные данные). Сплошной линией

показана кривая, полученная усреднением по скользящему окну, включающему 9 точек. На врезке дана гистограмма распределения VDM за этот период времени.

При взгляде на эту диаграмму возникает вопрос, почему при приближении к современности величина VDM не сходится к её общепринятому современному значению $VDM = 8 \cdot 10^{22} \text{Am}^2$, к которому часто апеллируют при анализе результатов по определениям палеонапряжённости. Тому есть 2 причины. Во-первых, здесь не учтены археомагнитные данные. Во-вторых, свой существенный вклад в величину VDM вносит недипольная составляющая геомагнитного поля. Действительно, на практике величина VDM определяется по формуле

$$VDM = \frac{1}{2} Fr^3 \sqrt{1 + 3 \cos^2 I} \times 10^7 (\text{Am}^2), \quad (1)$$

где F и I – напряжённость и наклонение палеополя, полученные в лаборатории по данному образцу каким-либо способом, r – радиус Земли. Очевидно, что в силу присутствия значительных недипольных компонент, величина VDM будет варьировать от точки к точке. При определениях характеристик палеополя эта разница списывается на вековые вариации, поскольку невозможно получить одномоментные определения VDM в удалённые геологические эпохи хотя бы в двух разных точках земного шара. Однако, для настоящего момента времени это вполне возможно. Фактически, в этом нет необходимости, поскольку вся информация о современном поле содержится в International Geomagnetic Reference Field (IGRF) model, где представлены компоненты разложения потенциала современного геомагнитного поля на сферические гармоники. Воспользовавшись этими данными за 2005 год, нами были взяты 2000 точек, случайно распределённых на поверхности Земли. Затем в местоположении этих точек, с помощью формулы (1), были формально определены VDM. Результаты такого расчёта представлены на рис. 5.

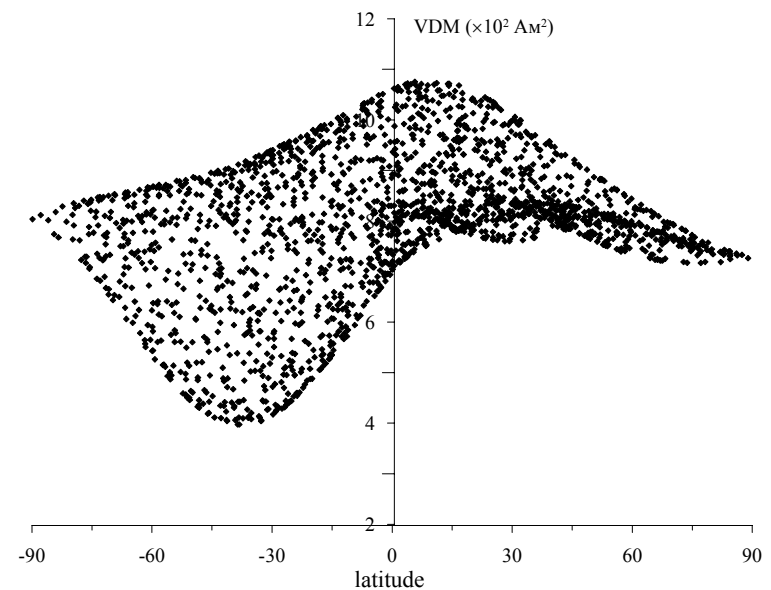


Рис. 5. Зависимость VDM от широты, рассчитанная для эпохи 2005 года.

Средняя величина VDM, определённая по этой диаграмме, оказалась равной $7.92 \cdot 10^{22}$ Ам². Исходя из здравого смысла, именно эту величину и следует принимать за обоснованное современное значение VDM. Близкий результат, но несколько другим методом, был получен ранее в работе [8]. Из рис. 5 следует также существенный вывод о большом влиянии недипольных компонент на результаты определения VDM. Действительно, дисперсия VDM по данным, использованным на рис. 5, составляет 1.4. Ещё более разителен тот факт, что даже при доминирующей роли дипольной компоненты (что мы имеем в данную эпоху стабильного геомагнитного поля) разница в определении VDM для разных мест «отбора» может быть почти троекратной.

Работа выполнена при помощи грантов РФФИ 07-07-00209 и 09-05-00878

1. Tanaka H., Kono M., Uchimura H. Some global features of palaeointensity in geological time // Geophys. J. Int. 1995. 120. 97-102.
2. Perrin M., Shcherbakov V.P. Palaeointensity of the Earth's Magnetic Field for the Past 400 Ma: Evidence for a Dipole Structure during the Mesozoic Low // J. Geomag. Geoelectr. 1997. V. 049. P. 601-614.
3. Perrin M., Schnepf E., Shcherbakov V.P., Paleointensity Database Updated // EOS. 1998. V. 79.
4. Perrin M., Schnepf E. IAGA paleointensity database: distribution and quality of the data set // Phys. Earth Planet. Int. 2004. V.147. P. 255-267.
5. Щербаков В.П., Солодовников Г.М., Сычева Н.К. Изменение величины геомагнитного диполя за последние 400 миллионов лет (вулканические породы) // Физика Земли, 2002. №2. С. 26-33.
6. Щербаков В.П., Сычева Н.К. Об изменении величины геомагнитного диполя за геологическую историю Земли // Физика Земли. №3. 2006. С. 25-30.
7. Щербаков В.П., Сычева Н.К., Щербакова В.В. Эволюция величины магнитного момента Земли в геологическом прошлом // Геофизические исследования. 2008. Т.9. №2. С. 7-24.
8. Korte M., Constable C.G. The geomagnetic dipole moment over the last 7000 years—new results from a global model // Earth Planet. Science Lett. 2005. 236. 348-358.

О ПОВЕДЕНИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В СРЕДНЕМ МИОЦЕНЕ ПО ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИМ ВУЛКАНИТАМ ПРИМОРЬЯ

В.В. Щербакова¹, В.П. Щербаков¹, Ю.С. Бретштейн²,
Г.В. Жидков¹, Ю.К. Виноградов¹

¹ГО «Борок» ИФЗ РАН, (shcherb@borok.yar.ru);

²Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск

Описание объекта исследований В течение нескольких лет с целью палеомагнитных исследований в пределах Западного и Восточного Сихотэ-Алиньских вулканических поясов (Приморье, Дальний Восток) были опробованы 26 районов, характеризующих палеовулканы и останцы вулканических покровов. На каждой точке выбирались несколько сайтов (от 3 до 13), отстоявших друг от друга на сотни метров. В свою очередь, из каждого сайта отбиралось от 5 до 20 ориентированных штуфов, которые характеризовали различные лавовые потоки. Отбор и ориентировка штуфов производились по стандартной методике [2], вручную, ориентировка делалась по геологическому компасу. Предварительные результаты исследований петрофизических и, в меньшей степени, палеомагнитных характеристик отобранных вулкаников опубликованы ранее [1; Бретштейн, 2009; 6; 7]. В данной статье излагаются результаты комплексного исследования образцов, связанные преимущественно с тремя районами отбора – Николо-Львовск (НЛ), вулкан Шишловский и Сов. Гавань (СГ), по которым получены новые достоверные определения $H_{др}$.

Геология и возраст пород Нами изучались вулканические толщи, расположенные непосредственно в северной части Шуфанского плато (к востоку от села Ново-Никольское, объект Николо-Львовск) и в прибрежной части Татарского пролива (Совгаванское базальтовое плато в районе г. Советская Гавань). Оба плато средне-миоценового возраста представляют собой структурно-фациальные элементы Западного и Восточного Сихотэ-Алиньских вулканических поясов Сихотэ-Алиньской складчатой области и располагаются соответственно в юго-западной и северо-восточной части Приморья (рис. 1).



Рис. 1. Схема расположения районов исследования. 1 – Николо-Львовск, 2 – Советская Гавань, 3 – Труженик, 4 – Шишловский, 5 – Мальшево. Заштрихованы вулканические ареалы Шуфанского (1) и Совгаванского (2) плато

Имеется 20 определений возраста с дисперсией отдельных значений $0.3 \div 0.6$ млн. лет для Николо-Львовска и 3 определения с дисперсией отдельных значений $0.2 \div 0.4$ млн. лет для Сов. Гавани. Для различных точек объекта Николо-Львовск (Шуфанское плато) абсолютный возраст колеблется в пределах от 9.6 ± 0.6 млн. лет до 11.9 ± 1.0 млн. лет и для объекта Сов. Гавань - от 7.2 ± 0.6 млн. лет до 9.8 ± 0.2 млн. лет. По объекту вулкан Шишловский абсолютных датировок не было. Согласно стратиграфической оценке и петрологическому сходству с другими базальтами западной ветви Сихотэ-Алиньского вулканического пояса, его возраст, по аналогии с соседними ареалами, может колебаться в интервале 7-~13 млн. лет. В целом, согласно [Максимов, Сахно, 2008], базальтовый покров Шуфанского плато сформировался в период 12.4 -10.0 млн. лет. Следует добавить, что этот период характеризовался знакопеременным режимом геомагнитного поля с очень частыми инверсиями [2].

Магнитная минералогия Для оценки стабильности магнитных свойств пород к нагревам проводился термомагнитный анализ (ТМА), который включал изучение температурного поведения намагниченности насыщения J_s и остаточных намагниченностей - насыщения J_{rs} , природной NRM и лабораторной термоостаточной (TRM), созданной в лабораторном поле $H_{лаб}$ (метод Вилсона-Буракова).

При комнатной температуре T_0 снимались петли гистерезиса индуктивной намагниченности $J(H)$ и остаточной намагниченности насыщения $J_{rs}(H)$, создававшихся во внешнем магнитном поле H до 0.45 Т. По ним определялись магнитные параметры образцов - J_s , J_{rs} , коэрцитивная сила H_c и остаточная коэрцитивная сила H_{cr} . Для оценки доменной структуры зёрен - носителей остаточной намагниченности - рассчитывались характеристические параметры J_{rs}/J_s , H_{cr}/H_c , по которым строилась диаграмма Дзю [Day et al., 1977].

Судя по результатам ТМА, у пород регионов Николо-Львовск (НЛ), вулкан Шишловский и Сов. Гавань (СГ) прослеживаются сходные магнитные свойства. Температуры Кюри T_c всех исследованных образцов лежат в интервале (580 - 650) °С, то есть магнитный минерал в них представлен катион-дефицитным магнетитом с той или иной степенью однофазного окисления. Но при этом в большинстве случаев кривые $J_{si}(T)$ мало меняются при последовательных нагревах до температур 600 °С, что говорит о высокой стабильности катион-дефицитной фазы (рис. 2, а1). Скорее всего, эта стабильность обеспечивается достаточно большим размером зёрен, несущих этот минерал, поскольку крупные зёрна в меньшей степени подвержены однофазному окислению при умеренных температурах [Ганеев и Грибов, 1997].

С другой стороны, судя по температурным кривым NRM(T) (рис. 2, б1) и диаграммам Араи-Нагата (рис. 2, в1), природная намагниченность в подавляющем большинстве случаев полностью разрушается нагревами до 580 °С. Это обстоятельство говорит в пользу того, что интересующая нас NRM хранится в чисто магнетитовой (неокисленной) составляющей ферримангнитной фракции пород.

В пользу ПОД-ОД размера носителей NRM говорят также гистерезисные свойства пород изученной коллекции. Параметры J_{rs}/J_s , H_{cr}/H_c большей части образцов находятся в ПОД области, $1.5 < H_{cr}/H_c < 4$, $0.05 < J_{rs}/J_s < 0.3$ [4], а часть

зёрен из точек Николо-Львовск вообще имеют чисто ОД характеристики $H_{cr}/H_c < 1.5$, $J_{rs}/J_s > 0.3$.

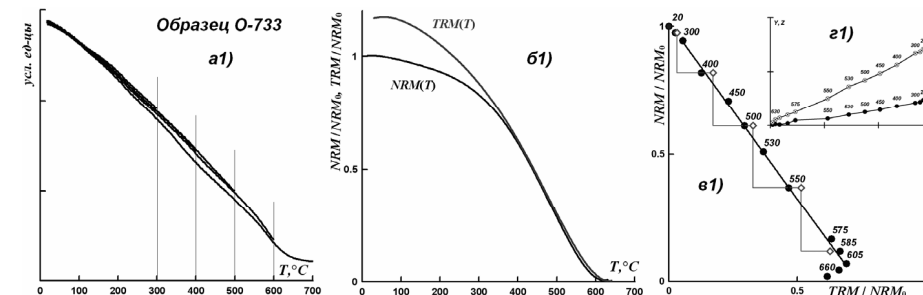


Рис. 2. Иллюстрация магнитных свойств пород и определения H_{dp} (образец О-733): (а1) – температурные кривые $J_{si}(T)$; (б1) – NRM(T) и TRM(T) (метод Вилсона - Буракова); (в1) - диаграмма Араи-Нагата, (г1) – диаграмма Зийдервелда (в координатах образца). Пояснения – в тексте.

Обращает на себя внимание хорошее подобие кривых NRM(T) и TRM*(T) (рис. 2, б1), которое прослеживается в широком температурном интервале у всех без исключения образцов, использованных для оценки палеонапряжённости.

Отметим, что ТМА температурных кривых намагниченности насыщения $J_s(T)$ даёт сведения о магнитных свойствах всей массы ферримангнитных минералов в образце и прежде всего - крупных зёрен. Нас, однако, в первую очередь интересуют минералогический состав и свойства зёрен – носителей остаточных намагниченностей и, в особенности, NRM. Для этих целей более информативным является ТМА $J_{rs}(T)$ и NRM(T).

В экспериментах с J_{rs} после первого цикла «нагрев до T_c – охлаждение до T_0 » образец снова помещался в сильное магнитное поле, так что термокривая повторного нагрева $J_{rs}(T)$ снималась на вновь созданной J_{rs} . Отметим, что хорошее подобие вида термокривых J_{rs0} и J_{rs1} говорит о термостабильности магнитных минералов образцов исследуемой коллекции.

Высказанные выше соображения говорят в пользу того, что выделяемая в экспериментах характеристическая компонента (ChRM) природной намагниченности является термоостаточной по своей природе, и магнитные минералы исследуемых пород приобретали остаточную намагниченность в дискретные временные периоды излияния и застывания базальтов в пределах каждого вулканического ареала.

Определение палеонаправлений и палеополлюсов Определение палеонаправлений и палеополлюсов выполнялись в палеомагнитной лаборатории ИТиГ ДВО РАН. Измерения производились по стандартной методике [Zijderveld, 1967; 2; Collinson, 1980; Kirschvink, 1980].

Результаты термомагнитной чистки пилотных образцов базальтов показали их высокую магнитную и палеомагнитную стабильность, благодаря чему оказалось возможным провести только выборочную температурную чистку (около 30 % всей коллекции). Диаграммы Зийдервелда [Zijderveld, 1967], как правило, характеризуются прямолинейностью и идут в начало координат (рис. 2, г1). Характеристическая компонента (ChRM) надёжно выделяется в широком температур-

ном интервале, который у отдельных образцов начинается практически от комнатной температуры. У части образцов на диаграммах прослеживается малая по величине низкотемпературная компонента, по-видимому, вязкого происхождения, которая легко разрушается нагревами до 100-300 °С, в отдельных случаях – выше 400 °С.

Для расчёта средних направлений выделенной ChRM использовались результаты чистки 126 образцов из 12 сайтов Николо-Львовска, 68 образцов из 7 сайтов вулкана Шишловский и 94 – из 13 сайтов Сов. Гавани. Сравнение между собой средних направлений ChRM, посчитанных для районов Николо-Львовск и Сов. Гавань, обнаруживает, что, при очень высокой их внутригрупповой кучности, фиксируется значимое различие по направлениям D и J на уровне соотношения $\gamma_b/\gamma_0 = 6.52/2.76$ и частичное перекрытие позиций палеополюса при соотношении $\gamma_d/\gamma_0 = 3.22/2.76$ (в случае сравнения угловых характеристик Λ и Φ для полюсов). Это указывает на то, что у базальтов Николо-Львовска и Сов. Гавани прослеживается некоторое отличие в позициях (координатах) палеополюса, и этот вывод поддерживается также различиями их магнитной полярности и, отчасти, величины абсолютного возраста (с перекрывающейся дисперсией).

Сопоставление полученных нами результатов с представительными палеомагнитными определениями для наиболее близких по возрасту среднемиоценовых базальтов из смежных регионов Монголии, Северо-Восточного Китая и Прибайкалья [Hankard et al., 2007] показало отсутствие различий в их позициях (табл. 1).

Таблица 1. Сопоставление палеомагнитных данных для миоценовых базальтов Приморья и Евразии.

Район	Координаты λ, φ	N	Λ	Φ	α_{95}	φ_{mH}	φ_{mP}		$\Delta\varphi_m$	
							Азия	ТКД П	Азия	ТКД П
1. Николо-Львовск	131.4; 43.9	1	190.2	71.3	3.2	50.9	52.1	48.6	-1.2	+2.3
2. Советская Гавань	140.2; 48.8	1	180.4	71.9	2.9	60.7	58.3	53.9	+2.4	+6.8
3. Приморье (1+2)	135.6; 46.4	2	185.0	71.6	2.2	56.0	55.2	51.3	+0.8	+4.7
4. Таатсын Гол (Монголия)	101.0; 45.5	1	178.0	71.6	16.3	46.6	-	47.5	-	-0.9
5. Завхан (Монголия)	96.5; 46.5	1	162.0	77.0	21.2	50.4	-	48.2	-	2.2
6. Хэбэй (СВ Китай)	114.7; 41.0	1	192.8	83.4	6.2	42.0	-	44.0	-	-2.0
7. Азия (4+5+6)	104.4; 44.6	3	175.1	77.6	10.0	47.4	-	47.5	-	-0.1
8. Усть-Боксон (Ю. Сибирь)	100.3; 52.1	1	186.5	69.8	9.3	49.0	-	55.3	-	-6.3
9. Вост. Азия (1+2+4+5+6)	116.6; 46.4	5	180.2	75.2	5.6	51.1	-	50.2	-	0.9
«ТКДП» (полос для Европы на 13.4±1.1 м. лет)		1	160.7	84.5	2.3	-	-	-	-	-

N – количество усредненных палеомагнитных полюсов ПП (для районов 1и 2 средние значения рассчитаны по 12 и 13 группам, соответственно); Λ, Φ и α_{95} – долгота, широта и радиус круга доверия для среднего полюса; φ_{mH} и (φ_{mP}) – геомагнитная широта (палеоширота), наблюдаемая и расчетная, соответственно. Данные, приведенные в строках 4-6 и 8, взяты из работы [Hankard et al., 2007]. Все значения в колонках (кроме 1, 2 и 4) даны в градусах угловых сферических координат. $\Delta\varphi_m = \varphi_{mH} - (\varphi_{mP})$. «Азия» – координаты среднего палеополюса Китая, Монголии и Забай-

калья. ТКДП – координаты ПП, интерполированных с позднемезозойско-кайнозойского участка траектории кажущегося движения палеополюса (ТКДП) для Европы [Besse & Courtillot, 2002]

Определение палеонапряженности и VDM Из общей массы образцов была подобрана коллекция (96 образцов из 24 объектов) для определения палеонапряженности ($H_{др}$). Штуфы распиливались на сантиметровые кубики (их получалось 6-8 штук), и с ними велась последующая работа. Все образцы малой коллекции участвовали в экспериментах по определению $H_{др}$, Термагнитный анализ пород и определение $H_{др}$ проводились в палеомагнитной лаборатории Геофизической Обсерватории «Борок» филиала ИФЗ РАН. Основным методом определения палеонапряженности была процедура Телье-Коэ с использованием проверочных нагревов («pTRM-check-points»). [Thellier & Thellier 1959; 5; 8; 10].

В дополнение к процедуре Телье, для экспресс-оценки величины $H_{др}$ использовался также метод Вилсона-Буракова [Wilson, 1968; Бураков, 1973], по которому оценивается подобие двух термокривых - NRM(T) и TRM(T), получаемых при двух последовательных нагревов образца до температуры Кюри T_c . Чтобы легче сравнивать кривые между собой, файл значений TRM(T) умножается на подобранный коэффициент κ^* так, чтобы новая кривая TRM*(T) была максимально близка к NRM(T) (если это возможно). Сам факт подобия кривых NRM(T) и TRM*(T) служит существенным доводом в пользу того, что NRM является термоостаточной по своей природе. Кроме того, если выделяется температурный интервал (T_1^*, T_2^*), ($T_1^* > T_2^*$), где обе кривые совпадают, то по нему делается экспресс-оценка величины поля: $H_{др}^* = \kappa^* \cdot H_{лаб}$. Близость значения $H_{др}$, полученного для этого образца по методу Телье, и $H_{др}^*$ повышает достоверность определений величины палеонапряженности.

Отметим, что метод Вилсона-Буракова используется нами при определении палеонапряженности только как дополнительный к основному – процедуре Телье-Коэ. Он, в частности, помогает сделать селекцию данных: образцы, у которых отсутствовало подобие кривых NRM(T) и TRM*(T), исключались нами из дальнейшего анализа. Но для расчёта VDM использовались только определения $H_{др}$, полученные методом Телье-Коэ.

На рис. 2 показан типичный пример диаграмм Арай-Нагата (\mathbf{v}_1) и Зийдервелда (в координатах образца, \mathbf{r}_1) для одного из образцов. На диаграмме Арай-Нагата залитые и полые кружки представляют положение репрезентативных точек и «pTRM-check», соответственно. Аппроксимирующая линия отмечает интервал, по которому оценивалась величина $H_{др}$. При нагревах по крайней мере до 600° С в образцах не происходит заметных химических изменений – положение «pTRM-check» очень близко к точкам первичных pTRM. На диаграммах Зийдервелда залитые и полые кружки демонстрируют, соответственно, проекции вектора NRM на плоскости (x,z) и (x,y).

Результаты При селекции полученных результатов отбирались определения $H_{др}$, которые удовлетворяли следующим условиям:

- линейный участок диаграммы Арай-Нагата, по которому делается оценка $H_{др}$, должен включать не менее четырёх репрезентативных точек в пределах температурного интервала (T_1, T_2), ($T_1 > T_2$);
- на диаграмме Зийдервелда вектор NRM не меняет своего направления в пределах интервала (T_1, T_2), ($T_1 > T_2$) и идёт в начало координат,

- в) изменение NRM в интервале (T_1, T_2) $\geq 20\%$ ее полной величины;
 г) смещение точек “*pTRM-check*” составляет не более 5% от величины полной TRM при изменении восприимчивости $< 10\%$,
 д) на кривых NRM(T) и TRM*(T) имеется широкий температурный интервал (T_1^*, T_2^*), не менее чем (T_1, T_2), где эти кривые подобны.

Удовлетворительные результаты получились по 20 штуфам из 4-х сайтов Николо-Львовска, 8 штуфам из 5 сайтов вулкана Шишловский и 6 штуфам из 4-х сайтов Сов. Гавани. По Николо-Львовску, с учётом дублей, по 4 сайтам получено 21, 9, 3 и 2, – всего 35 определений $H_{др}$. Эти данные хорошо согласуются между собой как внутри сайтов, так и в целом по всему объекту. То же самое можно сказать о результатах по вулкану Шишловский, хотя по этому объекту статистика ниже – всего 9 определений по 5 сайтам. По этим двум объектам величина палеонапряжённости получается почти в два раза ниже современной, равной ~ 50 мкТ. По палеомагнитным данным, породы объектов Николо-Львовск имеют намагниченность прямой полярности, а вулкана Шишловский – обратной полярности.

Далее по результатам процедуры Телье считались средние значения $H_{др}$. Как отмечалось выше, при отборе коллекции различные сайты одного геологического объекта отстояли друг от друга на сотни метров. Соответственно, они могли относиться к различным фазам вулканической деятельности в пределах данного района и потому несколько различаться по возрасту. Поэтому по Николо-Львовску для сайтов 1 и 4, где статистика определений $H_{др}$ достаточно высокая, среднее было посчитано для каждого сайта отдельно, а для сайтов 5 и 7, из-за малой статистики данных, – общее среднее. По вулкану Шишловский также посчитано среднее значение $H_{др}$ по всему объекту в целом. После этого, используя средние величины $H_{др}$ (полученные методом Телье-Коэ) и палеонаклонения, рассчитывались значения VDM.

Отдельно следует обсудить результаты по объекту Сов. Гавань. По палеомагнитным данным, у всех образцов 13 изученных сайтов этого объекта прослеживается намагниченность обратной полярности. Кроме того, отмечалось небольшое различие в абсолютных датировках возраста пород Сов. Гавани и Николо-Львовска. Что касается палеонапряжённости, по Сов. Гавани нами получены 10 удовлетворительных определений $H_{др}$ по 6 штуфам из 4 разных сайтов, которые чётко распадаются на 2 группы: по двум сайтам (№ 3 и 11, 4 штуфа, 6 кубиков-дублей) величина древнего поля близка современной, по двум другим (№ 5 и 7, 2 штуфа, 4 дубля) – почти вполнину ниже. Статистика этих определений не очень высокая. Тем не менее, по всем параметрам качества эти результаты представляются достаточно надёжными и проходят критерии отбора. Поэтому по Сов. Гавани рассчитывались два средних значения $H_{др}$ и по ним – два значения VDM, оба включены в табл. 2 и вынесены на сводный график «VDM в миоцене» (рис. 3).

Дискуссия На рис. 3 показаны значения VDM для миоцена, представленные в мировой базе данных по $H_{др}$ (МБД – <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html>) [9; 3], которые проходят определенные критерии отбора [10]. Ромбиками отмечены новые значения VDM, полученные в данной работе, соответственно, по объектам Николо-Львовск (N-полярность), вулкан Шишловский и Сов. Гавань (R-

полярность). Отметим, что по величине 5 из 6 наших определений (табл. 2) меньше современного VDM почти в два раза и близки к данным Солодовникова [Солодовников, 1999; 5], полученным, в частности, по коллекции пород из Приморья, т.е. района, близкого к точкам отбора изученных нами пород.

Таблица 2. Средние значения $H_{др}$, палеонаклонения $I_{др}$, VDM и их стандартные отклонения. n , n_T и n_B – число штуфов и число кубиков, использованных в экспериментах по методам Телье и Вилсона-Буракова, соответственно.

Точки отбора	Метод Вилсона		Метод Телье-Коэ		$I_{др}, ^\circ$	VDM $\times 10^{22} \text{ Am}^2$
	n_B	$H_{др}^*, \text{ мкТ}$	n/n_T	$H_{др}, \text{ мкТ}$		
Николо-Львовск, сайт 1	11	30.9 ± 2	11/21	27.9 ± 2	69.7	4.2 ± 0.2
Николо-Львовск, сайт 4	5	24.5 ± 2	5/9	24.3 ± 1	69.6	3.7 ± 0.2
Николо-Львовск, сайты 6 и 7	4	29.3 ± 2	4/5	26.2 ± 3	70.2	3.9 ± 0.5
Вулкан Шишловский	6	25.6 ± 1	7/9	23.1 ± 1	-79.6	3.1 ± 0.2
Сов. Гавань, сайты 5 и 7	2	24.8 ± 1	2/4	28.9 ± 1	-75.0	4.1 ± 0.1
Сов. Гавань, сайты 3 и 11	4	57.1 ± 2	4/6	52.4 ± 2	-74.0	7.5 ± 0.3

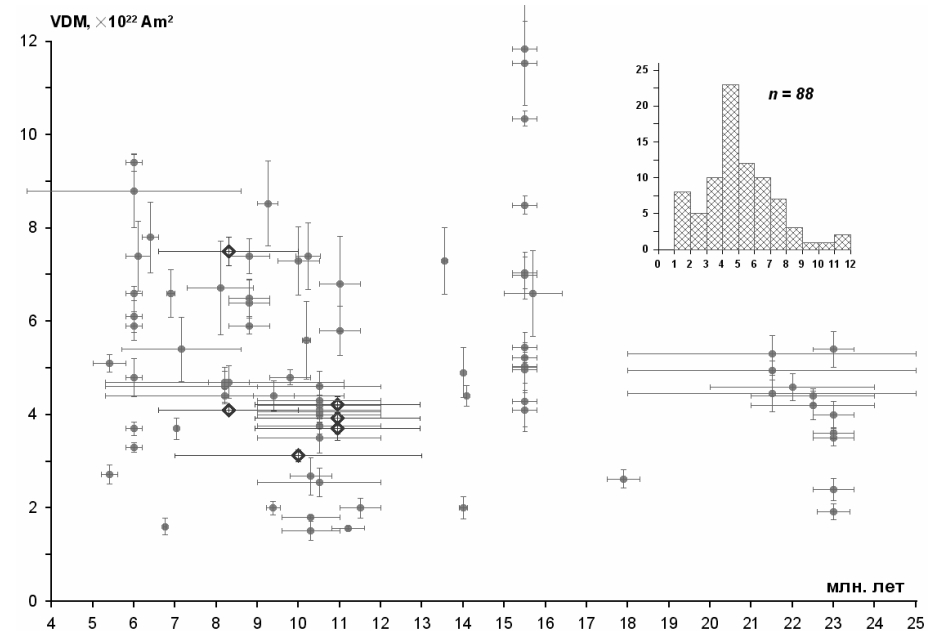


Рис. 3. VDM в миоцене – по МБД <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html>. Треугольники острями вверх и вниз представляют результаты с прямой и обратной полярностью, соответственно; полые кружки – если полярность в МБД не указана. Вверху справа – гистограмма всех значений VDM, показанных на основном графике.

Отметим, однако, что средние значения VDM по миоцену, посчитанные по всем 88 представленным на рис. 3 данным и отдельно по 55 и 23 определениям с N- и R- полярностью, мало различаются между собой: полное среднее равно $(5.06 \pm 0.23) \times 10^{22} \text{ Am}^2$, для N-полярности – $(5.42 \pm 0.3) \times 10^{22} \text{ Am}^2$ и для R-полярности – $(4.92 \pm 0.36) \times 10^{22} \text{ Am}^2$ (данные из базы данных без указания полярности поля при последних расчётах не учитывались). Таким образом, не прослеживается какой-либо статистически значимой корреляции между полярностью

поля и его величиной. Опираясь на эти результаты, можно сделать вывод о низком среднем значении поля в миоцене, как об этом и писал в своё время Солодовников [1999]. С другой стороны, значения VDM заметно выше и ниже его средней величины, присутствующие в блоке данных по миоцену, по-видимому, отражают большие вариации поля в этот период.

Неким антиподом рассматриваемому периоду является меловой суперхрон с его полным отсутствием инверсий. Вместе с тем, для него также характерна низкая средняя величина палеополя ($\approx 5.7 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$). [9]. Из этого вытекает следующее заключение. Поскольку в миоцене, где прослеживаются многочисленные инверсии, и в меловом суперхроне, где инверсии отсутствовали в течение 35 млн. лет, значения VDM близки по величине, постольку это говорит в пользу гипотезы об отсутствии корреляции между величиной VDM и частотой инверсий.

Заключение 1) Получены новые определения VDM в миоцене, среди которых 5 из 6 по величине меньше современного VDM почти в два раз. Из проведенного анализа МБД следует, что средняя величина интенсивности геомагнитного диполя в миоцене равна $5.06 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$, при высоком размахе вековых вариаций VDM (от 1.5 до $11.84 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$). Не прослеживается статистически значимой корреляции между полярностью поля и его величиной. **2)** При сопоставлении с данными по меловому суперхрону, где средние значения VDM близки по величине к миоценовым, этот результат говорит в пользу гипотезы об отсутствии корреляции между величиной VDM и частотой инверсий. **3)** Значения палеополусов, полученные в данной работе, хорошо согласуются с уже имеющимися определениями палеополусов на наиболее близких по возрасту среднемиоценовых базальтах из смежных регионов Прибайкалья, Монголии и Северо-Восточного Китая.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-00878

1. Бретштейн Ю.С. Петромагнетизм позднемиоценовых-кайнозойских вулканитов Юга Дальнего Востока СССР // Геодинамические исследования (Геофизика Восточно-Азиатских окраинных морей). Москва: Межвед. Геоф. Комитет АН СССР. 1988. N 10. С. 20-34.
2. Палеомагнитология / Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комисарова Р.А и др. Под ред. А.Н. Храмова. – Л.: Недра, 1982.— 312 с.
3. Щербаков В.П., Сычёва Н.К. Об изменении величины геомагнитного диполя за геологическую историю Земли. // «Физика Земли», 2006 г., № 3.
4. Щербаков В.П., Щербакова В.В. Критерии идентификации доменной структуры ферромагнитных зёрен в минералах горных пород // «В книге «Решение геофизических задач геомагнитными методами» М. Наука, 1980. С. 136-148.
5. Щербакова В.В., Жидков Г.В., Щербаков В.П. О повторном определении палеонапряжённости в мелу по коллекции А.С. Большакова и Г.М. Солодовникова // Физика Земли. 2008. №10. С. 69-74.
6. Bretshstein Yu. S. Magnetic characteristics of basaltic rocks as indicators of environments of volcanism with reference to the Northwestern Circum-Pacific Mobile Belt. // Geol. Pac. Ocean, 1991. V.6. N.6. P. 1369-1392.
7. Bretshstein Yu. S. Magnetic properties of Late Cretaceous-Cenozoic volcanic rocks of the Soviet Far East South // Journ. Phys. Earth. 1988. V. 36. P. 39-64.
8. Coe, R.S. The determination of paleointensities of the Earth magnetic field with special emphasize on mechanisms which could cause nonideal behavior in Thellier method // J. Geomag. Geoelectr. 1967. N. 19. P. 157-179.
9. Perrin, M. & Shcherbakov, V.P. Paleointensity of the Earth's Magnetic Field for the Past 400 Ma: Evidence for a Dipole Structure during the Mesozoic Low // J. Geomag. Geoelectr. 1997. V. 49. P. 601-614.
10. Shcherbakova, V.V., M. Perrin, V.P. Shcherbakov, V.E. Pavlov, A. Ayvazyan, G.V. Zhidkov. Rock magnetic and paleointensity results from Mesozoic baked contacts of Armenia // Earth Planet. Space. 2008. N.60. P.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Железосодержащие соединения в реликтах древних шлаковых отложений на территории дании как носители информации о геомагнитном поле и процессе производства железа <i>А. Антонов, Т.С. Гендлер, Н. Абрахамсен, А.А. Новакова</i>	4
Палеомагнитные исследования пород верхоленской свиты среднего-позднего кембрия (верхнее течение р. Лена) <i>В.П. Апарин, М.З. Хузин, К.М. Константинов, И.К. Константинов</i>	12
О магнитном методе измерения палеонапряжений <i>Л.Л. Афремов, Ю.В. Кириенко</i>	18
Существует ли связь между изменениями климата и геомагнитного поля? Динамика геомагнитных вариаций и атмосферная циркуляция в XX столетии <i>В.Г. Бахмутов, Е.К. Иванова, В.Ф. Мартазинова, Г.В. Мельник</i>	24
Упорядочение и релаксационные явления в 1D и 2D системах конечного числа спинов Изинга. компьютерное моделирование и точный расчет <i>В.И. Белоконов, К.В. Нефедев</i>	31
Вращение и смещение террейнов Амурской плиты относительно Сибирского и Сино-Корейского кратонов в фанерозое <i>Ю. С. Бретштейн, А.С. Каретников</i>	38
Учет влияния процессов выветривания магнетита при определении напряженности древнего геомагнитного поля <i>К.С. Бураков, И.Е. Начасова</i>	43
Результаты палеомагнитных и изотопных исследований позднепротерозойского магматического комплекса западного склона Анабарского поднятия <i>Р.В. Веселовский, В.Э. Павлов</i>	46
Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и геодинамические следствия <i>В.Ю. Водозовов, А.Н. Диденко, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.М. Мазукабзов</i>	50
Влияние марганца на кинетику термического разложения природных лепидокрокитов <i>А.К. Ганеев, С.К. Грибов, А.В. Долотов</i>	55
Различие в магнитных свойствах наночастиц гетита как способ контроля различных условий синтеза <i>Т.С. Гендлер, А.А. Новакова, А. Савилов, И.И. Пузик, Ю.В. Конохов, В.В. Левина</i>	63
Особенности стабильности сгтм, приобретаемой при низкотемпературной дегидратации гидроокислов железа <i>Т.С. Гендлер, А.К. Ганеев, С. К. Грибов, В.П. Щербаков, М. Деккерс</i>	69
Геомагнитная инверсия Матуяма–Брюнес: запись в отложениях Новосибирского Приобья (Западная Сибирь) <i>З.Н. Гнибиденко, Н.Н. Семаков</i>	77
Измерение распределения полей взаимодействия в однодоменных образцах <i>О.А. Горошко, В.А. Иванов</i>	82
Трансрегиональная магнитостратиграфическая корреляция неогеновых формаций <i>Л.В. Гребенюк</i>	88

Положение и кинематика Дзабханского террейна в позднем рифее по палеомагнитным данным <i>А.В. Дворова, А.Н. Диденко, И.К. Козаков</i>	93
Изменение периода вращения Земли в геологической истории, вероятные причины, связь с дипольным моментом главного поля <i>В.А. Земцов</i>	97
Постседиментационная намагниченность в наземных осадках. Модель жёсткой матрицы <i>А.Г. Зубов</i>	101
Оценка возраста массива Кондер (по палеомагнитным характеристикам его ультрабазитов) <i>А.С. Каретников</i>	107
Распределение длительностей полярных интервалов <i>Б.И. Клайн, А.Ю. Куражковский, Н.А. Куражковская</i>	111
Перспективы изучения анизотропии магнитной восприимчивости горных пород с целью поисков коренных месторождений алмазов на территории Западной Якутии <i>К.М. Константинов, И.К. Константинов</i>	116
Палеонапряжённость второй половины плейстоцена по результатам исследования осадочных отложений оз. Байкал <i>М.А. Крайнов</i>	121
Изменение палеонапряженности в последние 350 млн. лет <i>А.Ю. Куражковский, Н.А. Куражковская, Б.И. Клайн</i>	124
Намагниченность типоморфных почв Украины и ее информативность <i>А.И. Меньшиов, А.В. Сухорада</i>	127
Некоторые особенности α-памяти магнетитсодержащих горных пород из зоны гипергенеза <i>И.Е. Муратова, И. Н. Петров, Е.С. Сергиенко, Р.В. Смирнова</i>	134
Структура вариаций напряженности геомагнитного поля в последние тысячелетия <i>И.Е. Начасова, К.С. Бураков, С.П. Бурлацкая</i>	139
Напряженность геомагнитного поля в I тысячелетии до н.э. на Пиренейском полуострове <i>И.Е. Начасова, К.С. Бураков</i>	143
Диагностика биогенного магнетита в осадочных породах <i>Д.К. Нургалиев, Э.В. Утемов, П.Г. Ясонов</i>	147
Вековые вариации геомагнитного поля в позднем мезопротерозое <i>В.Э. Павлов</i>	153
Палеомагнетизм палеопротерозойских образований Улканского прогиба (юго-восток Алдано-Становой провинции) <i>А.Ю. Песков, А.Н. Диденко, В.А. Гурьянов, А.Н. Пересторонин, Е.В. Бибикина, Т.И. Кирнозова, М.М. Фугзан</i>	155
Что отражено на палеомагнитной записи пород разреза Караджа? <i>О.В. Пилипенко, В.М. Трубухин, З.В. Шаронова</i>	162
Условия образования ферритмагнитных минералов и особенности метаморфизма шпинелевых перидотитов хребта Горриндж <i>К.В. Попов, Б.А. Базылев, В. П. Щербаков, А.К. Гапеев</i>	167

Оценка температур образования ферритмагнитных минералов в ходе метаморфизации мантийных шпинелевых перидотитов (методология термомагнитных исследований: предварительный анализ возможностей) <i>К.В. Попов, В.П. Щербаков, Б.А. Базылев</i>	174
Исследование динамо Паркера квазиклассическим методом <i>Е.П. Попова, М.Е. Артюшкова</i>	180
Аппаратура и технология современной воздушной и морской магнитной съёмки <i>Р.Б. Семевский, В.С. Цирель</i>	184
Анализ поведения VDM и VADM с целью выявления роли недипольных компонент (предварительные результаты) <i>Е.С. Сергиенко, Н.К. Сычева, В.П. Щербаков, Л.К. Абасалиева, И.Н. Петров, Р.В. Смирнова</i>	189
База данных по палеонапряжённости: статистический анализ <i>Е.С. Сергиенко, В.П. Щербаков, О.Ю. Калугин, И.Н. Петров, Р.В. Смирнова</i>	196
Устойчивые конвективные и магнитные состояния ядра Земли <i>С. В. Старченко</i>	203
Применение информационных технологий в исследованиях в области палеомагнетизма и магнетизма горных пород <i>Н.К. Сычева, А.Н. Сычев, Ю.К. Виноградов</i>	208
Палеомагнитные данные лессово-почвенных отложений бассейна реки Чирчик на примере разреза Аркутсай <i>Х.А. Тойчиев, А.Г. Стельмах</i>	211
Ангаро-Витимский батолит – первые данные по анизотропии магнитной восприимчивости <i>И.В. Федюкин, А.В. Шаццлло</i>	217
Новые палеомагнитные данные по траппам севера Сибирской платформы <i>А.М. Фетисова, А.В. Латышев, Р.В. Веселовский</i>	222
Возможности микрозондового аналитического комплекса «Тескан-Вега II» в ГО «Борок» для решения геофизических задач <i>В.А. Цельмович</i>	227
Особенности магнитоминералогического состава осадочных пород мезозоя – кайнозоя, образовавшихся на территории Русской плиты <i>В.А. Цельмович, А.К. Гапеев, А.Ю. Куражковский</i>	233
Характер дрейфа Сибирской платформы и Балтики с позднего ордовика по ранний триас: корреляция с геологическими событиями <i>А.В. Шаццлло, В.И. Паверман, И.В. Федюкин</i>	238
О физике образования остаточной намагниченности осадков <i>В.П. Щербаков, Н.К. Сычева</i>	244
Мировая база данных (МБД) по палеонапряжённости: история создания и инструкция к пользованию <i>В.П. Щербаков, Н.К. Сычёва</i>	252
О поведении геомагнитного поля в среднем миоцене по позднекайнозойским вулканитам Приморья <i>В.В. Щербакова, В.П. Щербаков, Ю.С. Бретштейн, Г.В. Жидков, Ю.К. Виноградов</i> ...	258

