ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И МАГНЕТИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД

Материалы семинара

Борок

27 – 30 октября 2011 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 27 – 30 октября 2011 г.

Борок 2011

Семинар и издание материалов семинара осуществлено при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант № 11-05-06085г) и Президиума РАН.

Борок, 27-30 октября 2011 г.

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

© Геофизическая обсерватория «Борок» – филиал Учреждения Российской академии наук Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2011 г.

предисловие

С 27 по 30 октября 2011 года на базе Геофизической обсерватории «Борок» филиала Учреждения Российской академии наук Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН состоялся традиционный Всероссийский научный семинар «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент». В работе семинара приняло участие более 60 человек из 18 организаций (Институтов РАН, Университетов и др. организаций). С обзорными лекциями на семинар были приглашены ведущие специалисты из различных областей геофизики. В материалах семинара представлены все аспекты геомагнетизма, имеющие отношение к постоянному магнитному полю: проблемы генерации главного геомагнитного поля, вековые вариации, определение палеонапряженности, палеотектонические реконструкциии, магнетизм горных пород.

Семинар благодарен Российскому Фонду Фундаментальных Исследований (грант № 11-05-06085г) и Президиуму РАН за финансовую поддержку, без которой семинар бы не состоялся.

ВЛИЯНИЕ МЕХАНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ НА МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА СИСТЕМЫ ГЕТЕРОФАЗНЫХ НЕВЗАИМОДЕЙСТВУЮЩИХ НАНОЧАСТИЦ

Л.Л. Афремов, Ю.В. Кириенко

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток (afremovl@mail.dvgu.ru)

Теоретически исследовано влияния одноосных механических напряжений на процесс намагничивания системы гетерофазных наночастиц. Показано, что растяжение приводит к понижению, а сжатие к росту коэрцитивной силы H_c и не меняет остаточную намагниченность насыщения I_{rs} системы невзаимодействующих частиц. Коэрцитивная сила системы наночастиц меняется немонотонным образом по мере увеличения межфазного обменного взаимодействия. С ростом объема кобальтового покрытия коэрцитивность нарастает до максимального значения, зависящего от механических напряжений.

Для оценки влияния механических напряжений на магнитные свойства системы гетерофазных наночастиц воспользуемся моделью, представленной в работах [1, 2]. Расчет намагниченности, проведенный в рамках упомянутой выше модели двухфазных эпитаксиально покрытых кобальтовым ферритом $CoFe_20_4$ частиц $\gamma - Fe_20_3$ представлен на рис. 1. Нетрудно заметить, что растяжение смещает кривые намагничивания в область меньших магнитных полей H, а сжатие приводит к обратному эффекту – кривые намагничивания смещаются относительно недеформированного состояния в область больших H. При этом механические напряжения не влияют на намагниченность насыщения, которая определяется толщиной кобальтового покрытия. Эти результаты определяются зависимостью критических полей перемагничивания от механических напряжений – растяжение уменьшает, а сжатие увеличивает критические поля перемагничивания и, как следствие, коэрцитивную силу системы частиц.

Коэрцитивная сила H_c зависит не только от механических напряжений, но и от величины обменного взаимодействия через межфазную границу A_{in} и относительного объема кобальтового покрытия $\tau = 1 - \varepsilon$. Если при $A_{in} = 0$ и $A_{in} = 3 \cdot 10^{-8}$ Эрг/см с ростом τ коэрцитивность частиц возрастает монотонно, то при $A_{in} = -3 \cdot 10^{-8}$ Эрг/см поведение H_c немонотонно (рис. 2). Кроме того, отрицательное обменное взаимодействие приводит к понижению, а положительное к повышению H_c относительно состояния с $A_{in} = 0$. Особенности зависимости коэрцитивной силы от межфазного обменного взаимодействия A_{in} представлены на рис. 3. Очевидно, что немонотонное поведение $H_c = H_c(A)$ характерно для наночастиц с большой ($\tau = 0.9$) либо малой ($\tau = 0.1$) толщиной кобальтового покрытия и реализуется в области как положительных, так и отрицательных значений A_{in} .





Рис. 1. Зависимость намагниченности системы вытянутых ($q_1=3$) наночастиц (с константой межфазного обменного взаимодействия $A_{in}=0$) от относительного объема кобальтового покрытия $\tau = l-\varepsilon$ и относительных механических напряжений $k_{\sigma} = 3\lambda_{100}\sigma/K_A$ (λ_{100}, K_A – константы магнитострикции и анизотропии соответственно).





Рис. 2. Зависимость относительной коэрцитивной силы $h_c=H_c/H_{c1}$ системы вытянутых наночастиц (с характеристиками $q_1 = 3$, $H_{c1} = 2947$ Э) от относительного объема кобальтового покрытия τ и величины обменного взаимодействия через межфазную границу A_{in} .

Немонотонному поведению коэрцитивной силы можно дать следующую интерпретацию: до тех пор, пока обменное взаимодействие A_{in} превалирует над магнитостатическим межфазным взаимодействием, коэрцитивность определяется минимальным из $H_c^{(\downarrow\downarrow\to\uparrow\uparrow\uparrow)}$, $H_c^{(\downarrow\downarrow\to\uparrow\downarrow)}$ или $H_c^{(\downarrow\downarrow\to\downarrow\uparrow\uparrow)}$ – критическим полем $H_{c2}^{(\downarrow\downarrow\to\downarrow\uparrow)}$, которое уменьшается с ростом A_{in} (см. формулы (9), (10) и (12) работы [2]). В случае, когда магнитостатическое межфазное взаимодействие преобладает над обменным, фазы перемагничиваются при $H_c^{(\downarrow\downarrow\to\uparrow\downarrow)} \leq H$. Критическое поле $H_c^{(\downarrow\downarrow\to\uparrow\downarrow)}$ увеличивается с ростом обменного взаимодействия.





Рис. 3. Зависимость относительной коэрцитивной силы $h_c = H_c/H_{c1}$ системы вытянутых наночастиц (с характеристиками $q_1 = 3$, $H_{c1} = 2947$ Э) от величины обменного взаимодействия через межфазную границу A_{in} и относительного объема кобальтового покрытия τ .

Отмеченное выше немонотонное поведение H_c не наблюдалось в работах [3] и [4], что, очевидно, связано с более узким, нежели в данной работе, спектром критических полей перемагничивания двухфазной частицы. Качественное сравнение полученных результатов с аналогичными расчетами, представленными в работах [4–6] показывает, что так же, как и в указанных работах, с ростом объема фазы *CoFe*₂0₄ коэрцитивность нарастает до насыщения.

- 1. Афремов Л.Л., Панов А.В. Остаточная намагниченность ультрадисперсных магнетиков. – Владивосток: Издательство ДВГУ, 2004, 192 с.
- Афремов Л.Л., Кириенко Ю.В., Гнитецкая Т.Н. Влияние механических напряжений на магнитные состояния суперпарамагнитных двухфазных частиц. // Материалы международной школы – семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент». Санкт -Петербург, Петродворец, 2010 г, 10 – 15
- 3. Sawatzky G.A., Van Der Woude F., Morrish A.H. Mössbauer study of several ferrimagnetic spinels //Phys.Rev., 187, 1969, p. 747–757.
- 4. Yang J.- S., Chang C.- R.// Phys.Rev. B, 49, 1994, p. 1877.
- 5. Yang J.- S., Chang C.- R.//J. Appl. Phys., v. 69, № 11, 1991, p. 7756.
- 6. Aharoni A.// J. Appl. Phys., 63, 1988, p. 4605-4616.

ГИСТЕРЕЗИСНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АНСАМБЛЯ ДВУХФАЗНЫХ ВЗАИМОДЕЙСТВУЮЩИХ НАНОЧАСТИЦ, НАХОДЯЩИХСЯ В ПОЛЕ МЕХАНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Л.Л. Афремов, Ю.В. Кириенко

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток (afremovl@mail.dvgu.ru)

В рамках модели двухфазных зерен проведен теоретический анализ влияния одноосных механических напряжений на гистерезисные характеристики взаимодействующих гетерофазных наночастиц. Магнитостатическое взаимодействие между частицами «сглаживая» петлю гистерезиса и «занижая» кривую намагничивания приводит к уменьшению, как H_c , так и I_{rs} , причем при растяжении гистерезисные характеристики ансамбля взаимодействующих наночастиц меняются в большей мере, чем при сжатии.

Для анализа влияния магнитного взаимодействия на процессы намагничивания ансамбля химически неоднородных наночастиц воспользуемся методом случайного поля [1]. Как показывает расчет, при малой объемной концентрации магнитных наночастиц, распределенных в немагнитной матрице (c < 0.1), функция распределения проекции поля взаимодействия на направление внешнего магнитного поля **H**, описывается законом Коши:

$$W(h)dh = \frac{B}{\pi} \frac{dh}{B^2 + (h - \alpha I)^2},$$
(1)

где параметр распределения *В* и намагниченность I определяются с помощью системы уравнений

$$B = \frac{5c}{V} \int \{ (N_1(H+h) + N_3(H+h))m_1 + (N_2(H+h) + N_4(H+h))|m_2| \} W(h) dh, \quad (2)$$

$$I = \frac{c}{v} \int \{ (N_1(H+h) - N_3(H+h))m_1 + (N_2(H+h) - N_4(H+h))m_2 \} W(h)dh,$$
(3)

где $m_1 = V[I_{s1}(1-\varepsilon) + I_{s2}\varepsilon], m_2 = V[I_{s1}(1-\varepsilon) - I_{s2}\varepsilon]$ — магнитные моменты наночастиц с параллельной и антипараллельной ориентацией намагниченностей фаз соответственно, V – объем наночастицы, v – объем и $\varepsilon = v/V$ – относительный объем второй фазы (внедрения), I_{s1} и I_{s2} – спонтанные намагниченности первой и второй фаз соответственно, N_1 , N_2 , N_3 , N_4 – компоненты вектора заселенности **N** расчет которого можно провести с помощью диаграммы { ε, q } каждой точке которой сопоставляется двухфазная частица [2, 3].

В случае больших концентраций (*с* > 0.1), распределение случайного поля взаимодействия подчиняется нормальному закону:

$$W(h) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}B} \exp\left\{-\frac{(h-A)^2}{2B^2}\right\},$$
 (4)

где
$$B = \left(\frac{c}{v}\int \left\{\int \left(\frac{3(m,r)r}{r^5} - \frac{m}{r^5}, l\right)^2 \tau(m) dm dV\right\} W(h) dh\right)^{1/2} =$$

= $\frac{c}{v}\left\{\int \left[(N_1(H+h) + N_3(H+h))m_1^2 + (N_2(H+h) + N_4(H+h))m_2^2\right] W(h) dh\right\}^{1/2},$ (5)

а намагниченность I определятся соотношением (3).

Полученные самосогласованные уравнения (1) - (5) позволяют оценить не только характерное поле взаимодействия *B*, но и рассчитать величину намагниченности *I* системы взаимодействующих двух фазных наночастиц.



Рис. 1. Петли гистерезиса и кривые намагничивания ансамбля невзаимодействующих (сплошная кривая) и взаимодействующих (пунктирная кривая) сферических наночастиц с характеристиками: $q_1 = 1$, $A_{in} = 0$, $k_{\sigma} = 0$.

Влияние магнитного взаимодействия на петлю гистерезиса и кривую намагничивания ансамбля наночастиц CoFe₂O₄ – γ –Fe₂O₃ представлено на рис. 1. Магнитостатическое взаимодействие при объемной концентрации магнитных частиц c = 24%, сглаживая петлю гистерезиса и занижая кривую намагничивания, приводит к уменьшению как коэрцитивной силы H_c (с 1115 до 920 Э), так и остаточной намагниченности насыщения I_{rs} (с 232 до 198 Гс). Причем слабое взаимодействие при объемной концентрации магнитых. Так при объемной концентрации магнитных частиц, равной c = 9%, H_c и I_{rs} уменьшаются менее чем на 3 и 2% соответственно (рис. 2).

Уменьшение гистерезисных характеристик с ростом концентрации магнитных частиц *c* связано с хаотизирующим влиянием магнитного взаимодействия на распределение магнитных моментов. Как показывает расчет, рост *c* приводит к резкому увеличению эффективного поля взаимодействия (параметра функции распределения по полям взаимодействия) *B* в области малых концентраций (*c* < 10%) и монотонному повышению при *c* > 10% (рис. 3).



Рис. 2. Зависимость относительных величин коэрцитивной силы $H_c(c)/H_c(0)$ и остаточной намагниченности насыщения $l_{rs}(c)/l_{rs}(0)$ от объемной концентрации магнитных сферических наночастиц c с характеристиками: $q_1 = 1$, $A_{in} = 0$, $k_{\sigma} = 0$.

Рис. 3. Зависимость эффективного поля взаимодействия **B** от объемной концентрации магнитных сферических наночастиц **c** с характеристиками: $q_1 = 1$, $A_{in} = 0$, $k_{\sigma} = 0$.

0.4

На рис. 4 представлена зависимость коэрцитивной силы H_c и остаточной намагниченности насыщения I_{rs} от механических напряжений.



Рис. 4. Зависимость коэрцитивной силы H_c – (а) и остаточной намагниченности насыщения I_{rs} – (б) ансамбля невзаимодействующих (сплошная кривая) и взаимодействующих (плошная кривая) и взаимодействующих (плошная кривая) оферических наночастиц (с характеристиками: $q_1 = 1$, $A_{in} = 0$) от относительных механических напряжений k_σ , (в) – зависимость отношений коэрцитивных сил $H_c(c = 0,24)/H_c(c = 0)$ и остаточных намагниченностей насыщения I_{rs} (c = 0,24)/ I_{rs} (c = 0) ансамблей наночастиц от относительных механических напряжений k_σ .

Как и следовало ожидать, растяжение уменьшает, а сжатие увеличивает H_c как в ансамбле невзаимодействующих, так и взаимодействующих наночастиц (рис. 4а). Это связано с падением при растяжении и ростом при сжатии критических полей перемагничивания наночастиц из третьего состояния, в котором магнитные моменты обеих фаз направлены против внешнего поля H, в первое, второе или четвертое состояния – $H_c^{(3\to1)}$, $H_c^{(3\to2)}$ и $H_c^{(3\to4)}$, а затем из второго или четвертого в первое – $H_c^{(2\to1)}$, $H_c^{(4\to1)}$ (см. соотношения (8) – (13) работы [4]). Подобно H_c под воздействием механических напряжений меняется и остаточная намагниченность насыщения взаимодействующих наночастиц, в то время как I_{rs} невзаимодействующих наночастиц не зависит от напряжений (рис. 4б). Отметим так же, что при растяжении гистерезисные характеристики ансамбля взаимодействующих наночастиц меняются в большей мере, чем при сжатии. Такое поведение H_c и I_{rs} связано с тем, что магнитостатическое взаимодействие более существенно хаотизирует магнитные моменты низкокоэрцитивных наночастиц и оказывает меньшее влияние на частицы находящиеся в высококоэрцитивных состояниях (рис. 4в).

- 1. Белоконь В.И., Нефедев К.В. Функция распределения случайных полей взаимодействия в неупорядоченных магнетиках. Спиновое и макроспиновое стекло. // ЖЭТФ, т. 120, вып.1(7), 2001, с. 156-164.
- 2. Афремов Л.Л., Панов А.В. Остаточная намагниченность ультрадисперсных магнетиков. Владивосток: Издательство ДВГУ, 2004, 192 с.
- Afremov L.L., Kirienko Yu.V. and Gniteckaya T.N. Incluence of mechanical stresses on of dual-phase particles. // Proceedings of the 8th International Conference «PROBLEMS OF GEOCOSMOS», St. Petersburg, Petrodvorets, 2010, p. 306 – 310
- 4. Афремов Л.Л., Кириенко Ю.В., Гнитецкая Т.Н. Влияние механических напряжений на магнитные состояния суперпарамагнитных двухфазных частиц. // Материалы международной школы – семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент». Санкт -Петербург, Петродворец, 2010 г, 10 – 15.

ОТРАЖЕНИЕ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ И БИОГЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В МАГНИТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ ЗОНАЛЬНОЙ ЖЕЛЕЗИСТОЙ КОНКРЕЦИИ (ЮЖНЫЙ ВЬЕТНАМ)

Н.С. Бортников¹, *В.М.* Новиков¹, *Т.С.* Гендлер², *Е.А.* Жегалло³, $\boxed{\Gamma.O. \Pi илоян}^{1}$, *Н.М.* Боева¹

¹ИГЕМ РАН, Москва

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва ³Палеонтологический институт им. А. А. Борисяка РАН, Москва

Минералы оксидов и гидроксидов железа широко распространены в природе и, в частности, в зоне гипергенеза, где их значительные накопления связаны с осадочными железными рудами, зонами окисления колчеданных месторождений, корами выветривания (КВ) ультраосновных и основных пород. Обширная литература, посвященная оксидам и гидроксидам железа, поток которой возрос в настоящее время, объясняется открывшейся с появлением новых инструментальных высокоразрешающих методов, возможностью получить ранее неизвестные данные по особенностям строения и магнитных свойств, существенно связанных с условиями формирования этих минералов железа. Большой интерес исследователей в последнее время привлекают Fe-окисные конкреции, как необычайно ценные образования, которые сохраняют запись о диагенетических пост-осадочных изменениях в осадочной толще в меняющихся окислительновосстановительных условиях, при смене гидрологического режима [1]. Fe окисные конкреции привлекают особое внимание также поскольку их структура и состав отражают роль биохимических реакций в их отложении [2-5], связанных с существенным микробным влиянием на биогеохимический цикл железа и специфику минерализации окислов и гидроокислов железа. Процессы биоминерализации, т.е. образования минералов живыми организмами, такими как железобактерии, широко развиты в зонах гипергенеза, при этом физические и, в частности, магнитные свойства оксидов и гидроксидов железа, сформировавшихся в результате этих процессов, могут существенным образом отличаться от своих аналогов, кристаллизовавшихся вследствие неорганических реакций.

В данной работе частично рассматриваются результаты детального изучения с помощью комплекса физических методов (РФА, ИК-спектроскопии, просвечивающей электронной микроскопии, термического анализа, магнитных измерений и мессбауэровской спектроскопии) конкреции из железистого горизонта (кирасы) бокситоносной коры выветривания базальтов месторождения Баолок в Южном Вьетнаме. Образование данной коры выветривания протекало в условиях тропического климата с чередованием сухих и влажных сезонов при обильном участии органического вещества [6]. Предварительные результаты представлены в [7]. В морфологическом отношении главной особенностью изученной слоистой конкреции (поперечный размер ~15 см) является её макро- и микронеоднородное строение, обусловленное присутствием в ней кристаллических и биоморфных агрегатов, и ее существенная «магнитность». Визуально в ней в первом приближении выделяется шесть зон, различающихся мощностью, цветом и плотностью слагающего их минерального вещества. Наибольшая толщина и преимущественно темно красный цвет свойственен внешней зоне. Четыре следующие зоны имеют близкие мощности, но неоднородную окраску в пределах каждой зоны: темно и светло коричневую, красную и пигменты с различными оттенками желтого или вишневого цветов на границах выделенных зон. Наиболее подробно был исследован материал зон 1-5, поскольку вещество шестой зоны в связи с малым его количеством могло быть проанализировано только рентгеновским методом С помощью сканирующих электронных микроскопов CamScan 4 (Cambridge) и TESCAN VEGA IIXMU (Tescan) установлено, что в сложении всех зон участвуют минерализованные бактерии [7]. Они в основном представлены коккоидными формами, размер которых находится в интервале 0.1–1.5 мкм, и только в зоне 2 встречаются крупные индивиды диаметром до 10 мкм. Мелкие коккоидные бактерии образуют куполовидные и шаровидные колонии и другие структуры размером до 300 мкм. В ряде случаев коккоиды объединяются в продольные, параллельные друг другу цепочки (рис. 1)., что не исключает их отнесения к фоссилизированным магнитосомам. Кристаллические агрегаты состоят в основном из звездчатых сростков игольчатых кристаллов гётита размером ~1.5 мкм. Таким образом, процессы биоминерализации несомненно играли существенную роль в формировании различных слоев данной конкреции. По данным рентгеновского и химического анализов матрица конкреции практически целиком сложена соединениями железа, такими как гётит, маггемит и гематит в различных сочетаниях и пропорциях: гётит- 2-6 зоны, гематит - 1,3,4 зоны, маггемит- 1 зона. Никаких различий в структуре этих минералов в различных зонах по данным РФА не обнаружено. Содержание железа в пересчете на Fe₂O₃- 80-89%, в качестве примесей присутствуют Al, Si, Mn, P.

Основные отличия в химическом составе выделенных зон состоят в индексе потери веса при прокаливании (950°С), по которому резко выделяются 2-я и 5-я зоны, однофазные и целиком представленные гетитом по данным РФА.



Рис. 1. Коккоидные бактерии формируют ориентированные в пространстве псевдопрямоугольные плоскости из цепочек (магнитосомы?), образуя пирамиду роста.

Однако на кривых ДТА образцов из этих двух зон фиксируется расщепление эндотермического эффекта при 280-340°С, связанного с дегидратацией гётита, что является следствием образования конкреции из смеси частиц неодинаковой размерности и/или разного происхождения. Поскольку Fe-окисные конкреции образуются за счет серии этапов просачивания растворов, химического окисления и восстановления, зародышеобразования, осаждения и созревания гелей, образования метастабильных фаз и пр., сложности формирования минералов должны отразиться в вариациях их магнитных свойств и дать дополнительную, эксклюзивную информацию о макроскопических и микроскопических особенностях сформировавшихся минералов. Магнитные характеристики оказались наиболее информативными и показали существенное разнообразие не только в различных зонах конкреции, но и внутри каждой зоны, что выборочно проиллюстрировано на рис. 2-4 и в табл.1 (цифры на рисунках 2-4 обозначают номера зон). Величины намагниченности всех образцов в максимальном магнитном поле 0.95 Тл близки, при этом, намагниченность не достигает насыщения ни в одной из зон. Формы петель гистерезиса массивных образцов, отобранных без дифференциации по цвету и плотности, (рис.2) демонстрируют значительное разнообразие: перетянутые в зонах 1 и 5, почти прямолинейные с незначительным раскрытием в зонах 2 и 4 и, так называемая, "potbelly" в зоне 3. Такие формы петель гистерезиса связаны с существованием двухфазных областей с резко различной коэрцитивностью и/или различной комбинацией SP и SD частиц [8].



Рис. 2. Петли гистерезиса массивных образцов из зон 1-5 конкреции.



Рис. 3. Термомагнитные кривые J(T) первого (1) и второго (2) нагревов массивных образцов из зон 1–5 конкреции. Кривые получены в магнитном поле 0.53 Тл.



Рис. 4. Термомагнитные кривые J(T) массивных образцов из 1-ой и 5-ой зон конкреции: сразу после предварительного прогрева до 400°С (жирные линии), повторный прогрев после измерения до 600°С кривой образца из 5-ой зоны (тонкая линия).



Рис. 5. Термомагнитные кривые *J*(*T*) первого (1) и второго (2) нагревов различных слоев зоны 2 конкреции.

Кривые размагничивания магнитным полем обратного знака оказались так же неоднофазными, поэтому величины Hcr* определены путем экстраполяции участков с различным наклоном. Коэрцитивные параметры указывают на преимущественное образование во всех зонах конкреции слабомагнитных, магнитожестких минералов, таких как гетит и гематит, с различным размером минерализованных частиц, вплоть до суперпарамагнитных, и разной степенью магнитного взаимодействия тесно сосуществующих фаз.

Зона	Ј(Ам²∖кг)	Jr(Ам²∖кг)	Нс (мТл)	Hcr(мТл)
1	0.3	0.11	237.3	393.8; 210*
2	0.19	0.02	10	446.4; 730*
3	0.28	0.05	199.5	480.3, 840*
4	0.25	0.07	15.1	389.4
5	0.27	0.03	77	414.7, 610*

Таблица1. Гистерезисные параметры объемных образцов из разных зон конкреции.

На рис. 3 приведены термомагнитные кривые двух последующих нагревов для массивных образцов из 1-5-ой зон конкреции. Как видно кривые J(T) разнообразны и являются необратимыми, указывая на различные фазовые переходы в процессе лабораторного нагрева. Гетит присутствует во 2-5 зонах в разных количествах, он определяется по характерной особенности (пичок или спад) при 60-70°C, что ниже температуры Кюри (Tc) стехиометрического массивного гетита (Tc=120°C). Наличие пичков в низкотемпературной области связано с фиксацией температуры Нееля для анизотропных антиферромагнитных гетитов (9). Классический фазовый переход гетит-гематит при 300-350°C наиболее ярко проявляется в зоне 4, где гетит является основной фазой и демонстрирует поведение, типичное для игольчатых частиц (9).

Кривые J(T) образцов из зоны 1 характерны для двухфазной системы: метастабильный маггемит-гематит. Тесное кристаллографическое взаимодействие на границе фаз и образование напряженных магнитожестких слоев ответственны за рост намагниченности в интервале 20-250°C. При разрушении этих слоев путем истирания образцов в ступке наблюдается исчезновение максимума на начальном участке кривых J(T). Характерными особенностями гематита конкреции являются отсутствие спала намагниченности до нуля, заниженная Tc~ 630°C и, в ряде случаев, практически параллельные оси абсцисс кривые J(T) после перехода гетит-гематит. Это связано с превалирующим вкладом антиферромагнитных свойств гематита по сравнению со слабо ферромагнитными за счет анизотропной минерализации, очевидно контролируемой текстурой минерализованных колоний бактерий. Температурная зависимость намагниченности образцов зон 2 и 5 резко отличается от остальных наличием асимметричных широких пиков при температурах 350-450°C, отвечающих необратимым фазовым переходам с образованием сильномагнитных метастабильных соединений и их последующим окислением до гематита. Если нагрев прекращается при T~ 400°C, то J и Jr образцов 1,2,5 зон возрастают на порядок и кривые повторного нагрева фиксируют образования нестехиометрического магнетита или устойчивого маггемита с Тс 550-560°С (рис.4). Такое необычное поведение намагниченности при нагреве гетита наблюдается только в присутствии органики [10], которая в данном случае, очевидно, частично сохранена в слоях наиболее обогащенных минерализованными бактериями. Детальный анализ различий в характере кривых J(T) объемных образцов 2-ой и 5-ой зон и изучение разнообразных по цвету слоев каждой зоны, приводит к выводу, что сформировавшийся в них гетит различного происхождения. На рис.5 показаны в качестве примера результаты послойного термомагнитного анализа зоны 2, .демонстрирующие существенные различия в форме кривых, связанные с разными этапами и условиями формирования данной зоны конкреции. В частности органические остатки сохранились только в рыхлом вишневом пигменте. Желтый пигмент представлен наночастицами гетита, а коричневый слой, очевидно, состоит из двух типов гематита различного размера и свойств. Интересно, что в пигменте внешней зоны 1, тоже имеющем вишневую окраску, термомагнитные кривые не демонстрируют особенностей подобных зоне 2, то есть не фиксируют наличия органических остатков.

Таким образом, значительные вариации магнитных характеристик гетита и гематита, из различных зон конкреции, совершенно явно отражают различие в реакционно-транспортных механизмах, смене гидрогеологических условий, процессах биогенной активности при формировании различных зон. Каждая зона представляет собой самостоятельную не повторяющуюся запись этапа минерализации окислов и гидроокислов железа. Дальнейшее, более детальное, послойное изучение магнитных свойств внутри каждой зоны конкреции, как и исследование анизотропных свойств, может стать основой моделирования и реконструкции условий ее формирования.

^{1.} M.A.Chan, J.Ormő, A.J.Park, M.Stich, V.Souza-Egipsy and G.Komatsu. Geofluids, 2007,7, 356-368

- 2. *Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Ермилова Л.П. и др.* Гипергенные окислы железа. М.: Наука, 1975. 206 с.
- 3. Пиневич А.В. Микробиология железа и марганца.СПб.: Изд_во СПбГУ, 2005. 370 с.
- 4. Moon J; W, Roh Y, Lauf R.J., et al. J. Microb. Meth. 2007. V. 70. P. 150–158.
- 5. *Hansel C.M., Bennere S.G., Neiss J., et al.* Geochim.et cosmoschim. acta. 2003. V. 67. № 16. P. 2977–2992.
- Савко А.Д., Бугельский Ю.Ю., Новиков В.М. и др. Коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые. Воронеж: Истоки, 2007. 355 с
- 7. Н.С. Бортников, В.М. Новиков, Т.С. Гендлер, Г.О. Пилоян, Е.А. Жегалло, Н.М. Боева. ДАН, 441 № 6, 2011
- 8. L.Tauxe, T.A.T.Mullinder, and T.Pick. J. Geophys.Res.101, NB1, 571-583, 1996
- Багин В.И., Гендлер Т.С., Авилова Т.Е. Магнетизм α_окислов и гидроокислов железа. М.: Наука, 1988. 157 с.
- 10. Гендлер Т.С., Антонов А.Н. Новакова А.А. Материалы международной школысеминара "Палеомагнетизм и магнетизм горных пород", 2010, СПб.: Издательство "СОЛО", стр.51-59.

ОРИЕНТАЦИЯ ФЕРРОМАГНИТНОЙ ЧАСТИЦЫ В СЛУЧАЙНОМ ПОЛЕ ОСАДКА

В.И. Белоконь, В.А. Иванов, К.В. Нефедев, О.И. Дьяченко

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток

Ориентационное намагничивание осадочной горной породы представляет собой выравнивание собственных магнитных моментов частиц осаждающегося материала геомагнитным полем, действующим во время ее образования.

Теоретическому и экспериментальному изучению процесса образования ориентационной намагниченности, ее свойств, посвящено значительное количество работ [1-4 и др.]. Результатом исследований явилась разработка теоретических моделей ориентационного намагничивания и попытки объяснения на их основе различных конкретных свойств ориентационной намагниченности.

Расхождения между теориями ориентационного намагничивания начинаются с того, какой способ осаждения частиц выбирают их авторы и какие факторы, по их мнению, препятствуют ориентации частиц. Так, в качестве дезориентирующих факторов рассматривают силу вязкого трения, броуновское движение частиц, гравитационную энергию, «пропеллерность» (вращение частиц за счет гидродинамического момента сил) и поля магнитостатического взаимодействия между частицами.

С учетом магнитостатического взаимодействия при моделировании остаточной намагниченности опорным пунктом является момент консолидации осадков. Проведенные ранее оценки предполагали, что окончательное «закрепление» магнитного момента частицы в толще осадка происходит под влиянием случайного поля взаимодействия с другими частицами, находящимися в придонном слое. В нашей работе мы рассматриваем случай, когда магнитный момент частицы консолидируется на поверхности и за счет магнитостатического взаимодействия с частицами, расположенными ниже, в толще осадка происходит отклонение вектора намагниченности от приложенного поля. Среднее значение случайного поля взаимодействия H_0 и дисперсия $\sigma^2 = B^2/2$ в приближении нормального закона распределения выглядят следующим образом:

$$H_0 = p \sum_k \varphi_k$$
, $B^2 = 2p[1 - (\alpha - \beta)^2 p] \sum_k \varphi_k^2$,

где $p = N_0/N$ – концентрация магнитных частиц, $\varphi_k = \varphi_k \left(\vec{m_k}, \vec{r_k} \right)$ - поле, создавае-

мое в начале координат частицами, расположенными в точках с координатами r_k и обладающими магнитными моментами m_k , α - относительное число частиц, ориентированных в «положительном» направлении, β – «отрицательном». В пределе соответствующие суммы заменяются интегралами [5].

Для оценок воспользуемся приближением, в котором частицы ориентированы только по осям *x*, *y*, *z*. Компоненты поля диполь-дипольного взаимодействия в отсутствии внешнего поля в сферических координатах выглядят следующим образом:

$$H_{0x} = \frac{2}{3}\pi n \int_{0}^{\infty} \int_{\frac{h}{2}}^{\frac{h}{2}} \left[-\frac{m}{\left(\rho^{2} + z^{2}\right)^{\frac{3}{2}}} + \frac{3}{2} \frac{m\rho^{2}}{\left(\rho^{2} + z^{2}\right)^{\frac{5}{2}}} \right] \rho d\rho dx, \tag{1}$$

$$H_{0z} = \frac{2}{3}\pi n \int_{0-\frac{h}{2}}^{\frac{m}{2}} \left[-\frac{m}{\left(\rho^{2}+z^{2}\right)^{\frac{3}{2}}} + 3\frac{mz^{2}}{\left(\rho^{2}+z^{2}\right)^{\frac{5}{2}}} \right] \rho d\rho dz, \qquad (2)$$

где *m* – средний магнитный момент зерна, *n* – число частиц в единице объема, *h* – толщина слоя. В результате интегрирования выражений (1) и (2), получим:

ь

$$H_{0x} = \frac{1}{3}\pi mnx = \frac{1}{3}\pi I_x$$
(3)

$$H_{0y} = \frac{1}{3}\pi mny = \frac{1}{3}\pi I_{y},$$
(4)

$$H_{0z} = -\frac{4}{3}\pi mnz = -\frac{4}{3}\pi I_z$$
(5)

где I — ориентационная намагниченность.В свою очередь, вектор ориентационной намагниченности направлен по полю, представляющему из себя сумму внешнего поля и поля взаимодействия (в данной работе мы учитываем взаимодействие в среднем) Из геометрических соображений следует, что $H_x^{ex} = H \sin \varphi$, $H_z^{ex} = H \cos \varphi$, $I_z = I \cos \alpha$, $I_x = I \sin \alpha$. Тогда полная энергия магнитостатического взаимодействия *E* будет выражаться следующим образом:

$$E = -\left[I_{x}\left(H_{x}^{ex} + \frac{1}{3}\pi I_{x}\right) + I_{z}\left(H_{z}^{ex} - \frac{4}{3}\pi I_{z}\right) + I_{y}\frac{1}{3}\pi I_{y}\right]$$
(6)

Исследуя (6) на минимум, легко получить приближенное выражение, связывающее направление внешнего поля и направление вектора намагниченности, которые различаются тем сильнее, чем больше модуль вектора *I*.

$$\varphi = \alpha - \frac{5}{3} \frac{I}{H} \sin 2\alpha.$$

Заметим, что формулы (3)-(5), определяющие среднее поле взаимодействия на частице, находящейся на поверхности осадка, приводят к результатам, отличным от случая ориентации частиц в объеме. Поэтому мы предприняли попытку провести компьютерное моделирование и сравнение результатов для случаев закрепления магнитного момента зерна на поверхности осадка и в объеме Такое моделирование дополнительно дает возможность установить особенности распределения плотности частиц на диаграмме Прейзаха, связанные с воздействием внешнего поля. Моделирование процессов намагничивания системы однодоменных частиц состоит из двух этапов – создания собственно модели образца и выполнение над этой моделью процедур намагничивания или перемагничивания. В нашем случае модель представляет собой кубический образец, в котором с заданной концентрацией рассеяно конечное число частиц. Координаты частиц, направления осей легкого намагничивания, объемы и критические поля являются случайными. Диапазоны изменения этих параметров можно изменять независимо, наделяя образец определенными свойствами, например, ориентируя оси легкого намагничивания во внешнем поле. Таким образом, создание достаточно реалистичной модели образца не представляет больших затруднений. Значительно труднее создать процедуры, моделирующие магнитные воздействия на образец. Здесь приходится искать компромисс между степенью их приближения к действительности и временем исполнения - не имеют смысла даже очень реалистичные процедуры, которые не могут быть выполнены за разумное время.

Созданные в ходе выполнения данной работы процедуры соответствуют статистически стабильной модели Прейзаха, в которой локальные поля взаимодействия всех частиц изменяются при любом изменении магнитного состояния образца. Это обстоятельство приводит к необходимости перерасчета локальных полей взаимодействия после переключения каждой частицы. В наибольшей степени это сказывается при наложении переменного магнитного поля с плавно убывающей до нуля амплитудой, поскольку в ходе этого процесса все частицы многократно перемагничиваются, и именно это ограничивает допустимое число частиц, поскольку время расчета оказывается пропорциональным числу частиц в третьей степени.

Реализовано два варианта ориентирования частиц во внешнем поле. В первом случае может ориентироваться только последняя упавшая частица, магнитный момент которой принимает положение, соответствующее направлению поля на поверхности образца в месте ее падения (поверхностное ориентирование). Во втором случае свободно могут вращаться все частицы образца, магнитные моменты которых устанавливаются в направлении результирующего поля в месте их расположения (объемное ориентирование). При любом варианте угловое распределение осей легкого намагничивания приобретает своеобразную анизотропию, при которой направление их моментов тем ближе к направлению внешнего поля, чем меньше поле взаимодействия в месте их падения. Это обстоятельство приводит к анизотропии распределения составляющих полей взаимодействия в направлении внешнего поля и перпендикулярном к нему направлении, зависящей от напряженности этого поля. Однако, экспериментальное изучение распределения полей взаимодействия предполагает наложение внешнего поля, которое приведет перераспределению локальных полей, что в значительной мере разрушит это состояние.

Для изучения распределения полей взаимодействия p(H) мы использовали метод поперечных профилей диаграммы Прейзаха [6], получаемых дифференцированием зависимости идеальной остаточной намагниченности Iri(h,H) по постоянному полю H, при фиксированном значении максимальной амплитуды переменного поля. Отметим, что этим методом определяется не распределение модуля полей взаимодействия, а его составляющие в направлении поля перемагничивания. К полученной ориентированием во внешнем поле модели образца применялась процедура идеального намагничивания в направлениях, совпадающем с полем ориентации и перпендикулярном к нему. По этим зависимостям получались распределения полей взаимодействия и их отношения, которые характеризуют анизотропию этого распределения. Некоторые результаты такого моделирования для различных способов ориентирования и направлений внешнего поля (горизонтальное – х и вертикальное – z) приведены на рис. 1 и 2.

Как видно из рисунков, даже после полного разрушения исходного магнитного состояния переменным полем большой амплитуды, анизотропия распределения полей взаимодействия сохраняется. В полях, меньших поля ориентирования, плотность распределения при перемагничивании в направлении поля ориентирования в несколько раз превышает плотность, полученую при перемагничивании в перпендикулярном к нему направлении. В больших полях эта разница существенно уменьшается, а при объемном ориентировании и вовсе отсутствует. Таким образом, величина поля ориентации отслеживается по этим зависимостям достаточно отчетливо. В то же время, необходимо отметить сильную зависимость эффекта от концентрации. Рис.26 иллюстрирует эту зависимость.

Отметим, что наблюдаемый эффект является достаточно слабым. К тому же на этом этапе моделирования не учтены некоторые реальные факторы, например, такие как сжатие осадка, образование кластеров, и т.п., которые могут привести как к его усилению, так и к ослаблению. Поэтому мы не рассматриваем его как основу метода определения палеонапряженности, а лишь как явление, которое, может быть, возможно наблюдать экспериментально.



Рис. 1. Кривые анизотропии распределения полей взаимодействия при поверхностном ориентировании для горизонтального (а) и вертикального (б) полей ориентации. Концентрация ферромагнетика 0.025%.



Рис. 2. Кривые анизотропии при объемном ориентировании (а) и при поверхностном ориентировании (б) в поле 1э для различной концентрации ферромагнетика.

- 1. *Nagata T*. On the depositional remanent magnetism (DRM)//1963. Annual progress report of the Rock magnetism research group in Japan/ Tokyo. 1963. P. 38-44.
- 2. Collinson D.W. Depositional remanent magnetization in sediments//J. Geophys. Res. V.70.1965, №18.P. 4663-4668.
- 3. Nozharov P. B. Comments on the Influence of Fluid Notion upon the magnetic Orientation of sediments//Pure Appl. Geophys.1968. V.70. №2.P. 81-87.
- 4. *Щербаков В.П., Щербакова В.В.* Физика образования постседиментационной остаточной намагниченности//Тонкая структура геомагнитного поля. М., 1986. С.110-122.

- Белоконь В.И., Нефедев К.В. Функция распределения случайных полей взаимодействия в неупорядоченных магнетиках. Спиновое и макроспиновое стекло // Журнал Экспериментальной и Теоретической Физики. – 2001. – Т.120, №1(7). – С. 156-164
- Goroshko O.A., Ivanov V.A., Soppa I.V. "Observation of interaction fields in the assembly of single domain particles" // JMMM, 322 (2010), 3385–3390.

МИНЕРАЛОГИЯ, U-PB – ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ЛИПАРИТОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

Ю.С. Бретитейн¹, В.А. Цельмович²

¹Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск (yurybr2007@yandex.ru) ²Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН (tselm@mail.ru)

В пределах Южно-Синегорской вулкано-тектонической депрессии (ЮСВТД), расположенной в ЮЗ Приморье, на основе термомагнитного анализа ранее были установлены основные минералы - носители ChRM, ответственные за намагниченность пород. Магнитные зерна, судя по графикам температурной зависимости намагниченности насыщения (Is) и остаточной намагниченности насыщения (Irs) характеризуются различным количественным соотношением кластеров однодоменых ферримагнитных зерен и парамагнитными частиц, что отражено на характеристиках петель магнитного гистерезиса и форме термомагнитных кривых на графиках. На отдельных термомагнитных кривых фиксируется присутствие в породах самородного железа. В целом, карбоновые фельзитоподобные риолиты, по сравнению, с девонскими, отличаются низкой намагниченностью, не превышающей первых единиц mA/м-6. Для девонских риолитов и кварцевополево-шпатовых порфиров значение естественной остаточной намагничности на порядок выше. На основе комплексного петрофизического и химического анализа этих эффузивов выявлены характерные корреляционные зависимости ряда породообразующих окислов, химических элементов-примесей (в т. ч. редкоземельных) и основных петрофизических параметров, которые отражают особенности структуры ферри- и парамагнитных минералов, определяемые их генезисом и структурой [1].

С помощью оптико-микрозондовой диагностики исследован и выявлен достаточно пёстрый минеральный состав ферри- и парамагнитной составляющих изученных вулканитов, а также минералов-акцессориев [2], что позволяет рассматривать генезис этих пород с новых позиций. Основные магнитные минералы на большинстве изученных объектов представлены, преимущественно, низкотитанистым магнетитом (в отдельных образцах частично маггемитизированным) и реже – гематитом (в экструзивных фациях). По соотношению процентного содержания отдельных элементов и их атомных весов в исследованных на микрозонде отдельных рудных зёрнах девонских риолитов рассчитано и выявлено присутствие микровключений таких минералов как аваруит Ni_3 Fe, касситерит SnO_2 и станнин CuFe₂SnS₄, а также обнаружены микрочастицы неправильной формы и микросферулы («шарики») магнетита и самородного железа микронных размеров, типичные для космических частиц [3]. Среди них многочисленны микрочастицы самой причудливой формы, состоящие, кроме железа, также из других самородных элементов, - никеля и хрома, что однако, не характерно для окислительной среды «открытых систем» магматических очагов – источников относительно малоглубинных эффузивных покровов и субвулканических тел кислого состава. Однако ряд литературных данных свидетельствует о том, что микросферулы железа (правда, гораздо более крупных размеров – от первых сотен микрон до десятков мм) - и микрочастицы таких самородных элементов как никель, медь и олово) могут иметь, кроме «космического», также и эндогенное происхождение (например, [4, 5]). Существующая конвергенция признаков на данном этапе изученности проблемы не позволяет придти к однозначным выводам и затрудняет обоснованное разделение в природных объектах частиц космического и эндогенного происхождения.

Принимая во внимание разнообразие минеральных парагенезисов, в которых прослеживаются специфические «космогенные» признаки отдельных минералов, а также учитывая особенности вещественно-структурных соотношений изученных породных комплексов («неупорядоченную в пространстве» пестроту мелких геоблоков, сложенных породами, представленными широким «ассортиментом» совмещённых («перемешанных») терригенно-вулканогенных пород различного состава и возраста, можно предположить, что ЮСВТД («дива-структура» по [6] или «тектоносферная воронка» по [7]), возможно, является реликтом древней позднепалеозойской астроблемы. В пользу этого предположения также говорит и сам тектонический «облик» ЮСВТД, представляющей собой своеобразную овальную в плане - синформу (общим диаметром около 100 км), напоминающую структуру «разбитой тарелки», сформированную коллажем мелких геоблоков различного простирания, которые в своём большинстве, структурно дискордантны всем выше и ниже лежащим толщам – часто не согласуются как с более древними структурами протерозойского и раннепалеозойского фундамента (имеющими преимущественно ЗСЗ виргацию складок), так и с молодыми мезокайнозойскими структурами СВ («сихотэ-алиньского» или «тихоокеанского») направления.

Конкретно в нашем случае в качестве «компромиссной» рабочей гипотезы можно предположить, что некое импактное событие, произошедшее в позднепалеозойское (последевонско-карбоновое) время, интенсифицируя своим ударновзрывным воздействием деятельность магматического очага, могло привести, наряду с накоплением «космических» частиц, также к активизации высокотемпературного флюидно-газового режима, способствовавшего формированию в изливавшейся на поверхность магме микросферул и микрочастиц различных химических элементов и соединений (по механизму кавитации или вследствие других физико-химических процессов, описанных в ряде работ [8 и др.]). Таким образом не исключается, возможно, также сложный («комплексный») эндогенно-космический генезис совремённого облика ЮСВТД, по крайней мере, – для центральной части этой вулкано-тектонической структуры, где указанные выше особенности проявлены наиболее ярко.

Впервые выполнено определение абсолютного возраста среднепалеозойских вулканических пород ЮЗ Приморья на основе U-Pb датирования цирконов. В пределах поля «девонских» вулканитов он составил в среднем 337.0 ± 21 млн. лет для эффузивных разностей липаритов супутинской свиты и 202.6 ± 6.1 млн. лет, для субвулканических фаций Смольненского палеовулкана, что указывает на их более молодой (соответственно карбоновый и триасовый), чем было ранее установлено, возраст. Вулканиты сияновской свиты (C₁*sj*) показали большой разброс значений - как «удревнение», так и «омоложение» возраста по сравнению с выполненными в 60-70-х годах прошлого столетия К-Аг датировками. По нижним пересечениям конкордий с дискордиями он колеблется в диапазоне от $323 \pm 38 \div 331 \pm 44$ Ма (что соответствует среднему-позднему карбону) до более древних (средне-, позднедевонских) значений. Последние по изотопным соотношениям ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U составляют: для ядер зёрен – соответственно $379.7 \pm 7.3 \div 396.7 \pm 9.1$ и $360.7 \pm 3.4 \div 365.2 \pm 5.6$ Ма. Для краевых частей зёрен частей зёрен циркона эти величины несколько меньше – соответственно $378.0 \pm 14.0 \div 409.0 \pm 19.0$ и $363.0 \pm 7.0 \div 389.0 \pm 22.0$ Ма.

Полученный разброс значений, вероятно, в значительной степени отражает нарушение изотопного равновесия – потерю свинца и захват «чужих» цирконов в процесссе переработки и плавления рифейского и раннепалеозойского субстрата коры и воздействие на них поздних магматических расплавов и гидротермально-газовых эманаций. Это предположение подтверждается также тем фактом, что почти во всех зёрнах обнаруживаются большие содержания «вторичного» урана и тория. К тому же изученные цирконы очень неоднородны и часто отличаются плохой сохранностью: после своего образования, они, видимо, претерпели существенные динамические нагрузки, о чём свидетельствует наблюдаемая в большинстве зёрен значительная трещиноватость. В целом, однако, полученные значения возраста не выходят за пределы среднедевонского – среднекарбонового диапазона датировок, определённых ранее K-Ar методом.

Изучен и проинтерпретирован компонентный состав намагниченности коллекции образцов, отобранных в пределах и на периферии ЮСВТД. В результате температурной чистки коллекции, проведенной в различных температурных интервалах (с целью выявления стабильного направления характеристической компоненты ChRM), в образцах светлояровской толщи (отобранных в окрестностях г. Уссурийска) выявлены две компоненты намагниченности – низкотемпературная (20 - 300°C) – лабораторная вязкая и высокотемпературная (400-600°C) с преимущественно отрицательным знаком по наклонению и ЗЮЗ – ЗСЗ склонением, выбранных для раннего-среднего палеозоя в качестве прямой полярности. Эта компонента с большой долей вероятности (подкреплённой полевыми и аналитическими тестами) отвечает характеристической компоненте ChRM, отражающей направления геомагнитного поля в карбоне. В нижне-, среднедевонских риолитах супутинской толщи практически во всем температурном интервале чистки до 600°C выделена одна компонента намагниченности с отрицательным знаком наклонения в СВ румбах стереографической проекции (соответственно обратная полярность). Терригенные среднедевонские комплексы пород люторгской свиты показали наличие 2-х компонент, из которых высокотемпературная имеет преимущественно положительное западное наклонение прямой полярности.

Рассчитаны позиции палеомагнитного полюса (ПП) по выделенной ChRM среднепалеозойских терригенно-вулканогенных пород (липаритов) сияновской $(C_1 sj)$ и супутинской $(D_1 sp)$ свит ЮСВТД, а также терригенных (осадочных) по-

род (алевропесчаников, известняков,), характеризующие «смежные» близко одновозрастные комплексы (табл. 1). Позиции ПП последних близки к позициям, полученным ранее для терригенных комплексов пород «забайкальских» и «приамурских» террейнов Амурской плиты (Хентэй-Даурского, Агинского, Аргунского, Ольдойского, Малохинганского и др. [9]).

пород то свід.													
№, объект, коорди- наты φ, λ	<u>N_0/n</u> N/R	D (g/s)	I (g/s/)	K (g/s)	α ₉₅ (g/s)	Φm	Λ	Φ	A95				
РИОЛИТЫ С ₁ <i>sj</i>													
 Сибирцево* 44.2; 132.4 	<u>1/9</u> 9/-	325.6	9.9 -	8.3 -	38.1	5.0	0.2	40.5	27.7				
 Уссурийск* 43.9; 132.0 	<u>1/15</u> 3/12	252.1	11.8	10.7	14.3	6.0	59.3 -	- 8.5 -	6.3				
РИОЛИТЫ D ₁ <i>sp</i> (кроме №№ 7, 8)													
3. Смольное 43.8:132.9	$\frac{2/21}{4/17}$	11.7 12.3	-32.6	3.8 4 0	18.8 18.1	-17.7 -15.7	300.3 299.3	27.5 29.5	16.0 14.8				
4. Варваровка 43.9; 132.9	<u>1/12</u> 7/5	23.4	-20.1 -17.7	3.3 4.3	29.7 25.0	-10.4 -9.1	285.6 293.2	31.7 35.0	22.5 18.7				
5. Гродеково 43.8; 133.1	<u>1/8</u> 4/4	23.1	-40.1 -	5.5 -	26.2	-22.8	290.5	20.1	24.5				
6. Анучино 43.9; 133.0	<u>1/11</u> 3/8	2.4 2.0	15.5 -10.4	4.5 4.5	23.1 23.1	7.9 -5.2	309.0 310.4	53.9 40.8	17.0 16.6				
7. Виноградовка D ₂ <i>lt</i> ; 43.8; 132.9	<u>3/37</u> 37/-	313.1 310.9	-10.8 29.5	168.9 293.3	9.5 7.2	-5.4 15.8	6.3 24.7	25.2 40.0	6.9 5.9				
8. Реттиховка D ₃ ln; 44.2; 132.7	<u>1/22</u> 3/19	82.4 68.5	40.9 10.2	40.3 39.5	5.5 5.0	-23.4 -5.1	30.3 54.3	-21.4 -18.9	5.2 3.6				
9. Аникин ключ 43.8; 132.9	<u>1/18</u> -/18	246.9 250.3	-32.1 -43.5	7.8 8.1	13.2 13.0	-17.4 -25.4	45.3 35.9	-28.5 -31.1	11.2 12.8				

Таблица 1. Палеомагнитные характеристики девонскихи карбоновых вулканогенных пород ЮСВТД.

Примечания: N₀ – общее количество геологических разрезов («сайтов» и/или районов), **n** – количество штуфов, использованных при расчетах координат палеополюса, N/R – количество штуфов прямой N и обратной R полярности; **D**, **I** – склонение и наклонение среднего вектора выделенной высокотемпературной компоненты ChRM; индексы **g**, **s** – географическая и стратиграфическая система координат; **K** – кучность распределения единичных векторов ChRM; α_{95} – радиус круга доверия для среднего вектора при вероятности 1-p=0.95; **φm**, **A**, **Φ** (A95) – геомагнитная широта (палеоширота) района, долгота и широта (радиус круга доверия) для среднего полюса при вероятности 1-p=0.95; * – предварительные данные.

Выявлены локальные «внутриплитные» вращения отдельных геоблоков, включающих объекты отбора образцов. Полученные направления ПП хорошо «укладываются» на траекторию большого круга стереографической проекции земного шара со «средним» эйлеровым полюсом вращения в районе с координатами $\lambda = 137.9^{\circ}$ в. д., $\phi = 54.8^{\circ}$ с.ш. и доверительным овалом с $A_{95} = 24.6^{\circ}$ (рис. 1).



Рис. 1. Позиции палеомагнитного полюса (ПП), рассчитанные для геоблоков ЮСВТД (с овалами доверия): 1 – карбоновые, 2 – девонские; 3 – эйлеров полюс вращения геоблоков (с овалом доверия); 4 – траектория большого круга вращения: сплошная (штриховая) линии – проекции на верхнее (нижнее) полушарие. Цифры у значков на рисунке – объекты исследования, соответствующие порядковым номерам в табл. 1.

Область эйлеровых полюсов вращения геоблоков перекрывает район пересечения субширотных региональных «монголо-охотских» разломов (сладчатонадвиговых поясов) на границе ЮВ окраины Сибирского кратона с долгоживущей северо-восточной зоной разломов Танлу, захватывая, в целом, также всю зону сочленения Сибирской, Амурской и Северо-Американской плит. Рассчитанное значение палеошироты изученных объектов в среднем палеозое составляло среднюю величину $\phi = -9.1 \pm 8.7^{\circ}$.

Величина средних угловых разворотов отдельных геоблоков вокруг эйлерового полюса (вращений относительно друг друга) различна и колеблется (при обращении полярности) от 10-15° до 120°. Основные статистические параметры, характеризующие полученные позиции палеомагнитного полюса представлены в табл. 1.

Выявлена пространственно-временная стабильность и близость палеоширотных позиций изученных геоблоков, как и вышеуказанных террейнов, которые на протяжении всего силура, девона и карбона располагались в приэкваториальных зонах северного и южного полушария. Таким образом, выполненный комплекс экспериментальных лабораторных исследований (температурных и магнитных чисток образцов в сочетании с изучением минералов-носителей намагниченности в породах) позволил получить новые палеомагнитные данные для эффузивных пород среднего палеозоя Приморья (супутинской и люторгской свит нижнего-среднего девона и сияновской свиты нижнего карбона – табл. 1). Это позволило выполнить геокинематический анализ эволюции различных геологоструктурных элементов ЮСВТД (рисунок) и на его основе воссоздать для среднего палеозоя вариант реконструкции палеоширотых позиций геоблоков нынешнего ЮЗ Приморья и смежных террейнов относительно Сибирской и Северо-Китайской плит.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 10-05-00117) и ДВО РАН (проект № 09-III-A-08-442).

- Bretshtein Yu.S., Kudymov A.V., Nourgaliev D.K. "Petromagnetic and petrochemical properties of Paleozoic volcanic rock from Far east of Russia". Proceeding X International Conference "Phisical-Chemical and petrophysical research in Earth's sciences". Moscow. pp. 55-59.
- 2. *Bretshtein Yu.S., Tselmovich V.A.* "Pecularities of magnetic minerals of Paleozoic volcanic rocks of Primorye". Proceeding of 8th International Conference "Problems of Geocosmos". St. Petersburg, 2010. pp. 322-327.
- 3. Грачёв А.Ф., Цельмович В.А., Корчагин О.А. Космическая пыль и микрометеориты в древних земных слоях. Земля и Вселенная. 2008. № 5. С. 59-67.
- Сандимирова Е.И. Особенности химического состава силикатных сферул из вулканических пород Курильских островов и Южной Камчатки // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. Мат. Всероссийской научной конференции. Иркутск, 2007. Т. 2. С. 217-221.
- 5. Филимонова Л.Г. Закономерности развития вулканизма и рудообразования активизированных тихоокеанских окраин. М.: Недра, 1985. 159 с.
- Chen Guoda. Characteristics and nature of diwa-region compared with so-called "paraplatform" // Acta Geol. Sin. 1960. V. 40. p. 162-186.
- Изосов Л.А. Южно-Синегорская тектоносферная воронка Ханкайского массива // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Тез. докл. XXXII тектонического. Совещания. Т. 1. М.:РАН, 1999. С. 278-281.
- Адушкин В.В., Андреев С.Н., Попель С.И. Кавитационный механизм формирования нано- и микрочастиц минералов в рудных месторождениях // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 5. С. 363-370.

9. *Bretshtein Y.S. Klimova A.V.* Paleomagnetism of rocks in the Phanerozoic Terrains of southeast Russia: Comparison with data for the North China Platform: A review. Russian Journal of Earth Sciences, Vol. 7, No. 1, February 2005.

НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В X-I ТЫС. ДО Н.Э. (АРХЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МАТЕРИАЛА ПАМЯТНИКА «КАЗАЧКА»)

К.С. Бураков, И.Е. Начасова

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва (k.s.burakov@mail.ru)

Многослойный археологический памятник "Казачка" расположен на правом берегу р.Кан (λ =95.3°, φ =56.2°). Памятник хорошо археологически изучен. Он является опорным стратотипическим памятником Канской лесостепи [1, 2]. Мощность отложений - более 9 метров, выделено 20 культурных горизонтов. Накопление культурных отложений памятника происходило во временном интервале 13-2 тысячи лет тому назад. На первом этапе археомагнитных исследований было проведено исследование детритовой и химической намагниченности осадочных отложений, слагающих этот многослойный комплекс [3].

Исследование намагниченности осадочных пород памятника "Казачка" позволило сделать вывод об одинаковости вида спектра вариаций угловых элементов геомагнитного поля в интервале времени XIII тыс. до н.э. - рубеж эр. Наиболее четко выделяется цикл с периодом около 1500 лет, характерное время которого несколько различно для разных элементов и разных временных интервалов.

Настоящее работа посвящена исследованию термонамагниченности обожженного материала, отобранного из культурных горизонтов памятника "Казачка", с целью получения данных о напряженности геомагнитного поля во временной интервал Х тысячелетие до нашей эры - рубеж эр. Был исследован материал из 10 культурных горизонтов. Образцы, намагниченность которых исследовалась, были отобраны из I - VIII, XII и XIX культурных горизонтов.

Временные отрезки накопления культурных горизонтов археологически были привязаны к временной шкале следующим образом: І культурный горизонт датируется второй половиной І тыс. до н.э. – первой четвертью І тыс. н.э., II культурный горизонт отнесен к временному интервалу середина II тыс. до н.э. – середина I тыс. до н.э., III культурный горизонт - к первой половине II тыс. до н.э., IV – ко второй половине III тыс. до н.э.

Радиокарбоновые определения возраста были получены для IV (4580 лет), VI (6660 лет), VIII (8100 лет) и XII (8300 лет) культурного горизонта. Временной интервал накопления XIX культурного горизонта был определен как вторая половина X тыс. до н.э. по сопоставлению всего временного интервала накопления памятника Казачка и глубины залегания этого культурного горизонта. Точность временной привязки исследуемого материала можно оценить в несколько столетий. При построении временной зависимости картины изменения напряженности геомагнитного поля данные о напряженности геомагнитного поля относим к серединам временных интервалов, в которые могли накопиться отложения соот-

ветствующего горизонта. Точность радиоуглеродных датировок как правило определяется в несколько десятков – первые сотни лет, однако, как показывает практика, расхождения определений по разным материалам (кость и уголь) достигают нескольких сотен лет, нередки случаи, когда с полученными датировками археологи – исследователи памятников не согласны. Бывает также, что радиокарбоновые определения не соответствуют положению материала датируемого слоя в разрезе культурных отложений, что вызывает сомнение в достоверности таких определений, в таких случаях трудно сказать, исследуемый материал не принадлежит данному слою культурных отложений или характеристики самого исследованного материала привели к ошибке.

Пределы расхождений весьма различны. С некоторыми подобными расхождениями мы столкнулись и в данном исследовании. Так, например, сомнение вызывает близость датировок VIII и XII культурных горизонтов. Получается, что накопление пяти культурных горизонтов произошло очень быстро.

Таким образом, временная привязка получаемых данных о напряженности геомагнитного поля имеет довольно широкие пределы, однако исследование материалов из культурных горизонтов многослойного археологического памятника дает возможность получить ряд данных, следующих друг за другом по временной шкале, что весьма важно для построения достоверной картины изменения древнего геомагнитного поля.

Для проведения археомагнитных исследований из культурных отложений памятника были отобраны фрагменты керамических изделий, обожженных площадок и камней из кострищ. Намагниченность отобранного материала исследовалась с помощью авторской модификации методики Телье [4]. Было получено 79 определений, 10 из которых были отбракованы в связи с большими ошибками. На рис. 1 приведены определения напряженности геомагнитного поля, полученные по каждому образцу. Рассмотрение картины изменения единичных определений позволяет отслеживать моменты появления экстремальных значений напряженности, отмечать особенности поведения геомагнитного поля на определенных временных интервалах.

Разброс определений, полученных по материалу, отобранному из одного и того же слоя может быть довольно существенным, отражая изменение напряженности геомагнитного поля во временной интервал накопления этого материала. Разброс единичных определений, полученных по материалу разных культурных горизонтов весьма различен. Величина временного отрезка, к которому отнесено время обжига материала определенного слоя, может отражать не продолжительность накопления этого материала, а неопределенность временной привязки. Так материал V культурного, отнесенный к весьма широкому временному интервалу между интервалами накопления VI и IV горизонтов (3500±750 гг. до н.э.), по-видимому, изготавливался в значительно более узком временном интервале. Восемь определений, полученные по этому материалу, располагаются в пределах 28-40 мкТл, т.е. довольно близки. В то же время расхождение пяти определений, полученных по материалу IV культурного горизонта, отнесенного к интервалу 2350±350г.г. до н.э., 30 мкТл (от 36 до 66 мкТл), что свидетельствует о значительном изменении напряженности геомагнитного поля во временном интервале накопления этого культурного горизонта.



Рис. 1. Напряженность геомагнитного поля по материалам археологических памятников в Восточной Сибири: 1, 3 – «Казачка», 2 – Катунь 1.

Подобный размах изменения напряженности геомагнитного поля (39 – 75 мкТл) получен и для временного интервала второй половины X тыс. до н.э., т.е. по самому древнему материалу памятника. Среднее значение напряженности поля в этот временной интервал (около 51 мкТл) близко к современному. Современное значение напряженности поля в районе памятника "Казачка", полученное по результатам исследования намагниченности, созданной в результате обжига трех образцов, изготовленных из кирпичей, – 59.5±0.9 мкТл.

К сожалению, материала, по которому можно было бы получить информацию о напряженности в IX и VIII тысячелетиях до н.э. найти не удалось. Во второй половине VII тыс. до н.э. напряженность поля меняется в очень широких пределах. В первой половине этого временного интервала она существенно выше, чем в X тыс. до н.э., определения располагаются в пределах 59 – 97 мкТл, для второй половины получено определение 49.6±0.7 мкТл. Для VI тыс. до н.э. по материалу VII культурного горизонта, отнесенному к временному интервалу 5600±400 г.г. до н.э., получены значения напряженности в интервале от 53 до 60 мкТл. Небольшой разброс единичных определений говорит о том, что временной интервал накопления исследованного материала очень узок.

Середину временного интервала накопления VI культурного горизонта, относим к 4700 г. до н.э., согласно радиокарбоновому определению возраста отложений. Весь интервал накопления отложений этого культурного горизонта можно принять в 1000 лет (между интервалами накопления VII и V горизонтов). В материале VI культурного горизонта есть ряд образцов, для которых отмечено место отбора (верх или низ горизонта). Это дает возможность определить пределы изменения напряженности поля на соответствующих временных отрезках. Во временной отрезок накопления низа горизонта (середину которого относим к 5000 г. до н.э.), напряженность поля лежит в пределах 40-56 мкТл, а верха горизонта (середина которого 4400 г. до н.э.) – в пределах 32-54 мкТл, т.е. прослеживается некоторое снижение напряженности поля на временном интервале накопления VI культурного горизонта. По материалу, место отбора которого не определено, разброс определений еще больше. Появляется значение 65.5 мкТл, что по-видимому говорит о некотором повышении напряженности поля в середине рассматриваемого временного интервала (около 4700 г. до н.э. В целом большой разброс всех полученных определений от 31.6 до 65.5 мкТл говорит о быстрых вариациях напряженности поля во временной интервал V тыс. до н.э. (интервал накопления VI культурного горизонта).

Радиокарбонового определения возраста материала V культурного горизонта нет. Этот материал накапливался в интервал времени, расположенном на временной шкале между интервалами накопления VI и IV культурных горизонтов, Время накопления V культурного горизонта может относиться к любому отрезку времени от четвертой четверти V тыс. до н.э. до первой четверти III тыс. до н.э. Как уже было сказано выше, данные о напряженности геомагнитного поля, полученные по материалу V культурного горизонта имеют небольшое расхождение. Напряженность поля имеет низкие значения (ниже 40 мкТл). Уточнить привязку этого материала к шкале времени, используя данные о напряженности геомагнитного поля, не представляется возможным, так как и для временного интервала V тыс. до н.э. и для интервала IV тыс. до н.э. были получены низкие значения напряженности поля, близкие к полученным по материалу V культурного горизонта. Таким образом, средний уровень напряженности геомагнитного поля на временном интервале VII-IV тыс. до н.э. плавно понижается.

Пределы изменения напряженности геомагнитного поля по определениям, полученным по материалу памятника "Казачка" из IV культурного горизонта для временного интервала 2350±350 г.г. до н.э. – 36-66 мкТл соответственно.

Данные о напряженности геомагнитного поля, полученные по материалу III культурного горизонта, отнесенному к первой половине II тыс. до н.э., располагаются в пределах 35-65 мкТл, причем определения, полученные по материалу нижней части этого горизонта, лежат в пределах 35 – 55 мкТл, что указывает на повышение напряженности поля в течение накопления отложений этого культурного горизонта к середине II тыс. до н.э.

Таким образом, в результате исследования намагниченности обожженных материалов многослойного археологического памятника Восточной Сибири "Казачка" установлено, что на временном интервале III – первая половина II тыс. до н.э. напряженность поля изменялась в пределах 30-66 мкТл, средний уровень напряженности геомагнитного поля – около 50 мкТл. По-видимому, имеют место вариации напряженности геомагнитного поля продолжительностью в несколько столетий

Основная тенденция изменения напряженности геомагнитного поля во II и I тысячелетиях до нашей эры по данным, полученным по материалам II и I культурных горизонтов памятника "Казачка", – повышение. II культурный горизонт датирован очень широко (середина II тыс. до н.э. – середина I тыс. до н.э.). По материалам низа этого культурного горизонта напряженность поля менялась в пределах 53 -70 мкТл, по материалам верха – в пределах 66-92 мкТл. По материалу I культурного горизонта, отнесенному ко второй половине I тыс. до н.э., получены определения, согласно которым напряженность поля изменяется в пределах 49-86 мкТл. Таким образом, по полученным данным в течение не-

скольких столетий в середине I тыс. до н.э. напряженность геомагнитного поля достигала высоких значений (около 90 мкТл), затем стала снижаться.

Полученная картина изменения напряженности геомагнитного поля говорит о том, что основное изменение напряженности геомагнитного поля имеет вид циклической вариации с характерным временем в несколько тысячелетий (около 8). Минимум этого колебания приходится примерно на IV тыс. до н.э., первый максимум – на VIII тыс. до н.э.

Для уточнения временного отрезка, на который приходится второй максимум основного колебания напряженности геомагнитного поля на временном интервале последних 12 тысячелетий, рассмотрим данные о напряженности геомагнитного поля, полученные по материалу многослойного археологического памятника Восточной Сибири Катунь 1. Для временного отрезка VII-V в.в. до н.э. получено определение напряженности геомагнитного поля - 71 мкТл, что находится в хорошем согласии с данными, полученными по материалам памятника "Казачка". В V-VII веках нашей эры напряженность поля изменялась в пределах 52-65 мкТл, т.е. произошло понижение. Затем напряженность поля повысилась, и в XI-XII веках нашей эры по данным, полученным по материалам памятника Катунь 1, она изменялась в пределах 68-80 мкТл. Основная тенденция изменения напряженности геомагнитного поля в три последние тысячелетия – понижение. На плавное изменение накладывается вариация с характерным временем примерно в полтора тысячелетия. Картина изменения напряженности геомагнитного поля в последние три тысячелетия позволяет отнести максимум плавного изменения напряженности поля примерно к I тыс. до н.э. Таким образом, получена картина изменения напряженности геомагнитного поля в Сибири на протяжении двенадцати тысячелетий. Впервые прослежено изменение напряженности геомагнитного поля во временном интервале VII-V тыс. до н.э., получены представительные данные для Х тыс. до н.э.

Картина изменения напряженности геомагнитного поля по данным, полученным в результате исследования намагниченности обожженного материала из культурных отложений многослойного археологического памятника "Казачка", свидетельствует о том, что основной чертой изменения напряженности геомагнитного поля в последние тысячелетия является плавное изменение среднего значения напряженности поля с характерным временем в несколько тысячелетий. С VII по середину IV тыс. до н.э. происходит падение, а затем на протяжении III – І тысячелетий до нашей эры - повышение напряженности геомагнитного поля. Характер изменения напряженности геомагнитного поля позволяет сделать вывод о цикличности этого изменения. Вывод о периодическом характере изменения напряженности геомагнитного поля впервые был сделан на основании рассмотрения совокупности мировых данных о напряженности геомагнитного поля [5] и подтвержден результатами дальнейших исследований в различных регионах [6], однако впервые "основное" колебание напряженности геомагнитного поля прослежено в результате исследования намагниченности материалов культурных отложений одного памятника.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований, грант 09-05-00369

- 1. Генералов А.Г. Неолитическая керамика многослойного поселения Казачка //КСИА АН СССР. 1979. М. Вып. 157. С. 43-47.
- Савельев Н.А., Генералов А.Г., Абдулов Т.А. Многослойное археологическое местонахождение Казачка I как основа для периодизации голоценовых культур Канско-Рыбинской котловины // Проблемы исследования каменного века Евразии. – Красноярск, 1984. С.136-142.
- 3. Бураков К.С., Начасова И.Е., Генералов А.Г. Вариации геомагнитного поля 13-2 тыс. лет назад (археомагнитные исследования материала памятника "Казачка") // Физика Земли. 2003. № 7. С.64-70.
- 4. 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.
- 5. *Бурлацкая С.П.* Археомагнетизм. Исследование магнитного поля Земли в прошлые эпохи. Москва, Наука, 1965, 127 с.
- Начасова И.Е. Характеристики вариаций напряженности геомагнитного поля по археомагнитным данным. Дис... докт. физ.-мат. наук. ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН. 1998. 65с.

СВИДЕТЕЛЬСТВА МЕЗОЗОЙСКОЙ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕВОНСКИХ ДАЕК КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Р.В. Веселовский^{1,2}, С.Б. Боцюн¹, А.А. Арзамасцев³

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва (roman.veselovskiy@ya.ru) ²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва ³Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты

В геологической истории северо-восточной части Фенноскандии выделяют несколько этапов эндогенной активности, наиболее крупные из которых завершились 1.8 млрд. лет назад, после чего северо-восточная часть кратона стабилизировалась и приобрела черты строения, близкие современным. Последовавший длительный амагматический период, продолжавшийся более 1.3 млрд. лет, в палеозое завершился плюм-литосферными процессами, в ходе которых образовалась Кольская щелочная провинция (0.40-0.36 млрд. лет назад) и закончилось развитие рифтогенных структур Юго-Восточного Беломорья. Более поздние геологические свидетельства, которые могли бы указывать на проявление эндогенной активности в период с 350 млн. лет и до настоящего времени, в пределах щита установлены не были.

Важное значение для определения условий локализации мантийных расплавов, давших начало Кольской щелочной провинции, имеет оценка геодинамических обстановок фанерозойского этапа развития северо-восточной Фенноскандии и реконструкция тренда перемещения Кольского мегаблока в палеозое. Для решения этой задачи может быть привлечен палеомагнитный метод, однако интервал 400-340 млн. лет уже не первое десятилетие является наиболее спорным участком фанерозойского сегмента кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса (КМП) Восточно-Европейской платформы из-за практически полного отсутствия надёжных палеомагнитных определений по объектам указанного возраста.

С целью получения новых данных, отвечающих современным критериям надёжности, были проведены рекогносцировочные палеомагнитные исследования роёв даек долеритов и щелочных лампрофиров, возраст которых, установленный геохронологическими методами (Rb-Sr, Sm-Nd, 40 Ar/ 39 Ar), находится в интервале 390-370 млн. лет. В ходе полевых работ опробованы 9 долеритовых даек Баренцевоморского побережья и Печенгского района, 12 даек щелочных лампрофиров Кандалакшского залива Белого моря, а также породы интрузивных массивов Африканда и Турьего мыса (в последнем опробован также дайковый комплекс) (рис. 1). Из каждого геологического тела отобрано от 6 до 15 ориентированных образцов, которые подверглись температурной магнитной чистке до температуры 630°С, с числом шагов более 12. В ряде случаев, для проведения теста контакта, также опробовались зоны контакта и вмещающие породы на расстоянии до 100 м от дайки.



Рис. 1. Расположение исследованных даек и интрузивных комплексов: 1 – Печенга, Лиинахамари; 2 – Дальние Зеленцы, Териберка; 3 – Африканда, Воче-Ламбина; 4 – Кандалакшский залив Белого моря; 5 – Турий мыс.

Анализ результатов магнитных чисток образцов показал, что большая часть изученных даек и палеозойских массивов несёт в себе палеомагнитную запись приемлемого качества, при этом образцы архейских пород фундамента имеют, преимущественно, шумный палеомагнитный сигнал, непригодный для интерпретации. В образцах даек естественная остаточная намагниченность (ЕОН) может быть представлена одной, двумя или тремя компонентами. Низкотемпературная компонента намагниченности характеризуется направлением, близким к направлению современного поля в данном районе и имеет, вероятно, вязкую природу. Направления остальных компонент намагниченности (средне- и/или высокотемпературных) локализуются в разных областях стереограммы и могут быть рассмотрены в составе двух групп векторов.

Группа Pz представлена компонентами EOH, направления которых характеризуются близкими к нулю наклонениями и СВ (6 даек) или ЮЗ (3 дайки) склонениями (рис. 2 в, г, д). Противоположно направленные компоненты намагниченности формально не проходят тест обращения на уровне образцов $(\gamma/\gamma_{cr} = 12/11)$, что можно объяснить низким качеством палеомагнитного сигнала и неполным удалением более низкотемпературных компонент намагниченности. Поэтому на данном этапе исследований мы будем считать противоположно направленные компоненты намагниченности группы *Pz* антиподальными. Эти компоненты выделяются по кругам перемагничивания или в виде конечных компонент в нескольких дайках баренцевоморского побережья, южного берега Кандалакшского залива и интрузивных породах массива Африканда, для большинства из которых имеются девонские изотопные датировки [1]. Палеомагнитный полюс, рассчитанный на уровне сайтов для среднего направления прямой и обращённой компонент намагниченности группы Рг, находится в непосредственной близости к среднедевонскому отрезку кривой КМП Восточно-Европейской платформы [10] (табл. 1, рис. 3), что позволяет оценить возраст компонент группы Pz как девонский. Доводами в пользу первичности компоненты намагниченности группы Рг являются их антиподальность и отличие рассчитанного палеомагнитного полюса от более ранних полюсов Восточно-Европейской платформы. Выполнение теста контакта оценки возраста компонент намагниченности группы Рг невозможно из-за крайне шумного палеомагнитного сигнала в образцах вмещающих пород фундамента.

Компонента намагниченности, векторы которой образуют *группу Мz*, установлена нами практически во всех изученных дайках долеритов баренцевоморского побережья, северного обрамления Печенгской структуры и щелочных лампрофиров южной части региона, геохронологический возраст которых был также определён как девонский [1]. В ряде образцов эта компонента намагниченности обнаруживается совместно с компонентами девонского возраста (группа Pz), занимая среднюю часть спектра блокирующих температур, и имеет крутые положительные наклонения (табл. 1, рис. 2 а, б, д). Образцы из вмещающих девонские дайки архейских гнейсов, отобранные на удалении до нескольких сот метров от даек для проведения теста контакта, несут, как правило, исключительно одну компоненту намагниченности Mz. Рассчитанный на уровне сайтов палеомагнитный полюс, отвечающий среднему направлению компоненты Mz (рис. 3), тяготеет к мезозойскому (юрскому) участку кривой КМП Восточно-
Европейской платформы, что может рассматриваться как прямое указание на время возникновения этой компоненты намагниченности.



Рис. 2. Типичные диаграммы Зийдервельда и стереограммы для образцов, в которых выделяется компонента Mz (а, б) или Pz (в, г); д) распределение компонент намагниченности Pz и Mz в изученных дайках и их средние направления с кругами доверия. Залитые кружки на диаграммах Зийдервельда (стереограммах) обозначают проекции векторов на горизонтальную плоскость (нижнюю полусферу), незакрашенные кружки – проекции векторов на вертикальную плоскость (верхнюю полусферу).

<u>Обсуждение результатов</u>. Палеомагнитный полюс, полученный для среднего направления компоненты *Pz*, отражает направление геомагнитного поля во время формирования изученных дайковых роёв в девонское время и может быть использован (с существенными ограничениями) для разработки кривой КМП Восточно-Европейской платформы и построения палеотектонических реконструкций. Для повышения надёжности и качества определений девонского палеомагнитного полюса по дайкам Кольского полуострова необходимо значительное увеличение числа исследуемых объектов.

Таблица 1. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы выделенных компонент намагниченности даек Кольского полуострова.

Компонента	N/S	D	Ι	K	a ₉₅	Φ	Λ	φ _m	dp/dm
Pz	76/9	63.3	2.5	12	15.7	10.9	147.6	1	8/16
Mz	219/21	62.5	83.3	53	4.4	70.4	70.3	77	9/9

Примечания: N/S – количество образцов/сайтов; D, I, K, a_{95} – характеристики распределения Фишера: склонение, наклонение, кучность и радиус круга доверия соответственно; Ф, A, dp/dm – широта, долгота и величины полуосей овала доверия палеомагнитного полюса; ϕ_m – палеомагнитная широта. Координаты палеомагнитных полюсов приводятся в пересчёте на среднюю точку отбора образцов с координатами lat=68, long=33.

Интерпретация обнаруженной в девонских дайках и интрузивных массивах компоненты намагниченности мезозойского возраста (Mz) представляется более сложной. Вторичная природа этой компоненты вряд ли может быть поставлена под сомнение, так как в значительном количестве образцов она встречается в среднетемпературном интервале, частично перекрывая первичную высокотем-

пературную компоненту девонского возраста. Биполярность компоненты Мг (из 219 образцов, в которых она выделена, 22 образца из четырёх даек несут компоненту намагниченности, обратную Mz) может косвенно свидетельствовать о продолжительности термального перемагничивающего события, достаточной для смены полярности (инверсии) геомагнитного поля. По своему направлению компонента Mz сходна с направлением современного поля в районе исследований и теоретически имеется возможность объяснить возникновение стабильной современной химической намагниченности при образовании новых магнитных минералов в зоне выветривания, как это неоднократно наблюдалось при палеомагнитных исследованиях осадочных горных пород (например, [3]). Однако, в ряде образцов, несущих средне- или высокотемпературную компоненту M_z , уверенно выделяется низкотемпературная (< 250°C) компонента намагниченности, направления которой кучно группируются вокруг направления современного магнитного поля Земли. Более того, проведённые петрографические исследования не обнаруживают каких-либо (даже минимальных) изменений минерального состава даек, поэтому возможность образования современной намагниченности химической природы при образовании новых магнитных минералов минимальна



Рис. 3. Положение палеомагнитных полюсов компонент Pz и Mz относительно участка кривой КМП Восточно-Европейской платформы [10].

Парадоксально, но анализ информации показывает отсутствие каких-либо геологических или геохронологических свидетельств мезозойских термальных и/или иных геологических событий, имевших место на территории Кольского полуострова и сопредельных регионов Фенноскандинавского щита, которые могли бы служить причиной появления намагниченности, связанной с компонентой Mz. Многочисленные изотопные датировки кольских даек и иных объектов Кольского полуострова, выполненные по слюдам и амфиболам с помощью наиболее чувствительного к термическому воздействию ⁴⁰Ar/³⁹Ar метода [1], не обнаруживают признаков нарушения этой изотопной системы постпалеозойскими процессами, температура которых, учитывая температуры закрытия К-Аг системы, не превышала 300-350°C. Данные изучения единичных зерен цирконов из докембрийских пород Фенноскандинавского щита методом SHRIMP [5] свидетельствует о протекавших в фанерозое процессах, приводивших к частичным потерям свинца из отдельных зон цирконов и возникновению новых генераций цирконов, однако рассчитанные нижние пересечения дискордий, дающие оценку возраста в интервале 700-250 млн. лет назад [2, 4], по-видимому, указывают на влияние только девонского этапа магматической активизации. Единичные результаты трекового датирования [8] также не добавляют определённости в силу единичности имеющихся данных для исследованной нами территории, не исключая, однако, наличие некоторого наложенного события мезозойского возраста.

Мезозой-палеозойское перемагничивание в пределах западной части Восточно-Европейской платформы отмечалось при палеомагнитных исследованиях ордовикских и девонских пород Ленинградской области, протерозойских даек Карелии [6] и палеозойских осадочных пород Эстонии. Наиболее крупные события, которые могли явиться причиной столь масштабного перемагничивания, связаны, вероятно, с развитием Баренцевско-Амеразийского суперплюма и образованием в пределах области современного арктического бассейна обширного ареала юрско-мелового траппового магматизма или «большой магматической провинции» [7]. Полученные в последние годы ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопные датировки платобазальтов в пределах Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) (остров Гукера, 189.1±11.4 млн лет, Земля Александры, 191±3 млн лет [4], отвечают начальной фазе развития плюма, проявившейся в расколе литосферы и дезинтеграции области будущего арктического бассейна на блоковые структуры. Реконструкции показали [7], что центр магматической активности охватывал области архипелагов ЗФИ, Шпицберген и, по-видимому, прилегающую к ним (на тот интервал времени) северную часть Фенноскандинавского щита, а зоны раскола, связанные с функционирующими апофизами плюма, упиралась в Баренцевскую палеоокраину. Последовавшая затем деструкция и растяжение континентальной литосферы в Баренцевоморском регионе привели к ослаблению термального воздействия плюма на кристаллический фундамент арктических областей Фенноскандии.

Таким образом, результаты палеомагнитных исследований свидетельствуют о том, что в фанерозойское время восточная часть Фенноскандинавского щита испытала влияние не только девонской тектоно-магматической активизации, но также подверглась термальному воздействию мезозойских плюм-литосферных процессов, обусловивших развитие в Западной Арктике окраинноконтинентального полициклического рифтогенеза.

Авторы искренне благодарны М.Л.Баженову (ГИН РАН) за плодотворное сотрудничество. Финансовая поддержка: программы ОНЗ 6, 7 и 8 РАН.

- 1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северовосточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
- Гольцин Н.А., Салтыкова А.К., Полеховский Ю.С., Пресняков С.Л., Сергеев С.А., Лохов К.И. U-Pb система в цирконах из пород людиковия Онежской структуры. Тез докл. III Всероссийской конференции по геохронологии. Москва 6-8 июня 2006 г, М., ИГЕМ 2006, с.200-204.
- Иосифиди А.Г., Храмов А.Н., Комиссарова Р.А. Палеомагнетизм девонских и каменноугольных отложений архипелага Шпицберген // Материалы международной школы-семинара "Палеомагнетизм и магнетизм горных пород". - СПб.: Издательство "СОЛО", 2010. С.72-78.
- Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая специализация и 40Аг/39Аг возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН. 2009. Т 425. № 2. С. 213-217.
- Лохов К.И., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., и др. Фанерозойские значения возраста в породах Балтийского щита по U-Pb методу по цирконам при помощи методики SHRIMP: контаминация проб или реальность? Тез. Докл.XVII Симпозиума по геохимии изотопов, Москва 6-9 декабря 2004 г., М., ГЕОХИ, 2004, с.155-156.
- 6. Лубнина Н.В. Восточно-Европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным: Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Москва. 2009. 40 с.
- Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Мезозойский базальтоидный магматизм Баренцевоморской континентальной окраины: геодинамические обстановки раннего этапа раскрытия Арктического океана (по результатам исследований на архипелагах Земля Франца-Иосифа и Шпицберген). В кн.: Строение и эволюция литосферы. М.: Paulsen, 2010. с. 312-330.
- Hendriks B., Andriessen P., Huigen Y., Leighton C., Redfield T., Murrell G., Gallagher K. and Nielsen S.B. A fission track data compilation for Fennoscandia. Norwegian Journal of Geology, 2007, vol. 87, pp. 143-155.
- 9. Larson S.A., Tullborg E.-L. Why Baltic Shield zircons yield late Paleozoic, lower-intercept ages on U-Pb concordia. Geology; 1998; v. 26; no. 10; p. 919–922.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., van der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A. and Walderhaug H.J. 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic - A tale of Baltica and Laurentia. Earth Sci. Rev., 40, 229–258.

ОЦЕНКА ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ТРАППОВ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫМ МЕТОДОМ

Р.В. Веселовский^{1,2}, К.М. Константинов³, А.В. Латышев^{1,2}, А.М. Фетисова¹

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва (roman.veselovskiy@ya.ru) ²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва ³Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА», Мирный

Несмотря на то, что палеомагнитные исследования пермо-триасовых траппов Сибирской платформы имеют уже более чем полувековую историю, изучены они крайне неравномерно. Современные сведения о палеомагнетизме Сибирских траппов представляют собой преимущественно данные по эффузивным лавовым толщам, в то время как палеомагнетизм интрузивных (субвулканических) тел изучен крайне фрагментарно. Палеомагнитная информация по эффузивным и интрузивным трапповым образованиям разных регионов Сибирской платформы необходима для решения широкого круга задач: уточнение положения пермотриасового палеомагнитного полюса Сибирской платформы, изучение геометрии геомагнитного поля на рубеже палеозойской и мезозойской эр, оценка возможности пространственной миграции магматических центров, получение временных ограничений на длительность пермо-триасового магматизма в регионах и на платформе в целом, а также ряда вопросов геологического картирования. В настоящей работе приводятся палеомагнитные данные по дайкам, силлам и, в значительно меньшей степени, эффузивным трапповым образованиям пермотриасового возраста, расположенным на севере Сибирской платформы.

Объекты исследований

Бассейн р.Котуй Палеомагнитные исследования проводились на интрузивных телах (дайки и силлы) пермо-триасового возраста, расположенных в долинах рек Котуй и Котуйкан, а также левых притоков р.Котуйкан – рек Джогджо и Илья. Состав и форма даек существенно разнятся: долеритовые дайки преимущественно субвертикальны и имеют значительную мощность (5-30 м); дайки щелочных пород обычно маломощны (не более первых метров) и имеют причудливую конфигурацию с обилием коленообразных пережимов. Исследованные дайки и силлы внедрены в субгоризонтально залегающую толщу осадочного чехла, начиная с рифейских и заканчивая верхнепермскими осадочными породами. Геохронологические определения изотопного возраста изученных тел отсутствуют. Из каждого интрузивного тела было отобрано от 8 до 25 ориентированных образцов.

<u>В нижнем течении р.Маймеча</u>, в устье р.Делькан, были опробованы щелочные лампрофиры, слагающие структуру типа «дайка в дайке». Из 20 последовательно залегающих полудаек, мощность каждой из которых не превышает 70 см, было отобрано в общей сложности 100 ориентированных образцов. Контакты даек наклонены: азимут падения составляет 60° СВ при среднем угле падения 75°, что согласуется с элементами залегания прорванных этими дайками лав маймечинской свиты и залегающей ниже дельканской свиты. Предполагая первично вертикальное залегание даек, мы использовали эти величины для пересчета полученных палеомагнитных направлений в древнюю (стратиграфическую) систему координат.

<u>Бассейн р.Попигай</u> Для проведения палеомагнитных исследований в нижнем течении р.Попигай и его левого притока р.Фомич нами были опробованы две дайки основных пород, мощностью 70 см и 5 м, прорывающие залегающие субгоризонтально кембрийские карбонатные породы. Кроме того, в трёх обнажениях в районе с.Сопочное были опробованы базальтовые потоки (до 5 в каждом обнажении), мощность каждого из которых не превышала 8 м; из каждого объекта отбиралось от 10 до 25 образцов.

Бассейн р.Уджа Исследованиями охвачено два участка. На первом участке (восточный борт Анабарской антеклизы), в нижнем течении р.Уджа, от устья р.Чымара до р.Анабар, изучены долериты Уджинского силла и щелочные базиты эбехаинского интрузивного комплекса. Второй участок расположен в верхнем течении р.Уджа (Билиро-Уджинское поднятие), в районе устья ее левого притока – р.Томтор. Здесь изучены долериты Верхнеуджинского интрузива – 4 дайки и силл, которые прорывают терригенно-карбонатные породы томторской свиты венда и перекрываются по размытой поверхности нижнеюрскими отложениями плинсбахского яруса. Возраст долеритов, выполненный Аг/Аг методом по монофракции плагиоклаза, оценивается в 245-232 млн. лет [1].

<u>Палеомагнитный анализ</u>

Лабораторные палеомагнитные исследования выполнялись в ИФЗ РАН, МГУ и СППИ Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА» в соответствии со стандартной методикой. Все образцы были подвергнуты детальной температурной чистке, которая выполнялась до температур 580–630°С; коллекции траппов бассейна р.Уджа также подвергались чистке переменным магнитным полем до 100 мТл.

<u>р.Котуй</u> В составе естественной остаточной намагниченности (ЕОН), помимо низкотемпературной современной компоненты намагниченности (20-180°С) вязкой природы, выделяется высокотемпературная (180-600°С) компонента намагниченности прямой и обратной полярности. Доводом в пользу первичности высокотемпературных компонент намагниченности служит положительный тест контакта.

<u>р.Маймеча</u> ЕОН представлена преимущественно одной компонентой намагниченности обратной полярности, разрушающейся в интервале температур 20-590°С; в незначительном количестве образцов в низкотемпературном интервале (20-180°С) выделяется современная вязкая компонента намагниченности. Среднее направление высокотемпературной компоненты намагниченности полудаек устья р.Делькан также имеет обратную полярность и на стереограмме (в стратиграфической системе координат) располагается в области ожидаемых [2] трапповых направлений. Статистически значимое отличие средних палеомагнитных направлений соседних даек указывает на отсутствие перемагничивания относительно более древних даек более молодыми, а также на отсутствие позднейшего перемагничивания, т.е. служит доводом в пользу первичности выделенной намагниченности.

<u>р.Попигай</u> ЕОН изученных образцов двухкомпонентна: современная (вязкая) компонента намагниченности разрушается в диапазоне температур 20-210°С, а наиболее стабильная характеристическая компонента намагниченности разру-

шается на интервале 180-590°С. В четырех из 5 изученных тел характеристическая компонент намагниченности имеет крутое положительное наклонение, в одной дайке – наклонение отрицательное. Выделенные направления намагниченности прямой и обратной полярности формируют кучный кластер на стереограмме (при обращении направления обратной полярности).

<u>р. Vджа</u> Высокотемпературная и высококоэрцитивная (характеристическая) составляющая векторов ЕОН фиксируется практически во всех изученных образцах, начиная с температур 200-250°С или переменных магнитных полей более 15-20 мТл. Для долеритов Верхнеуджинского силла и щелочных базитов эбехаинского интрузивного комплекса свойственна характеристическая компонента ЕОН обратной полярности. В то же время в долеритах Уджинского интрузива установлены векторы характеристической ЕОН прямой и обратной полярности. Первичность характеристической компоненты намагниченности долеритов Верхнеуджинского интрузива подтверждается положительным тестом обжига в экзоконтакте даек с известняками томпторской свиты венда.

Палеомагнитные направления изученных магматических объектов, их средние и соответствующие им полюсы приведены в табл.1 и на рис.1 (а-г).

Обсуждение результатов

<u>р.Котуй</u> Палеомагнитные направления изученных интрузивных тел формируют на стереограмме 3 группы. Первая из них образована направлениями намагниченности трёх тел, резко отличными от ожидаемых трапповых направлений. Исходя из близости этих направлений к аномальным направлениям, обнаруженным при изучении вулканической толщи арыджанской свиты [3], мы считаем, что соответствующие им интрузивные тела образовались во время геомагнитного экскурса.

Вторая группа палеомагнитных направлений образована 4 векторами, причем соответствующие им интрузивные тела расположены практически на одной прямой и сложены сходными по макроскопическому описанию долеритами. Возможно, что эти тела были образованы в результате одного магматического события, а отклонение их среднего от ожидаемого траппового направления является следствием вековых вариаций или, как в предыдущем случае, геомагнитного экскурса.

Среднее для третьей группы палеомагнитных направлений (9 тел) статистически не отличается от среднего палеомагнитного направления нормально намагниченных потоков арыджанской и онкучакской свит [3]. Следовательно, нормально намагниченные дайки этой группы могли формироваться одновременно с потоками арыджанской и низов онкучакской свит и служить для них магмоподводящими каналами.

Разброс палеомагнитных направлений третьей группы хорошо согласуется с ожидаемой амплитудой вековых геомагнитных вариаций (рис. 1,д), а среднее направление (табл. 1) близко к ожидаемому трапповому направлению. Это является указанием на то, что, с одной стороны, дайки этой группы образовывались в период устойчивого (неинверсионного и неэкскурсионного) состояния геомагнитного поля и, с другой стороны, их формирование было относительно долгим, достаточным, чтобы усреднить вековые вариации геомагнитного поля. В настоящее время принято считать, что для осреднения вековых вариаций необходимо, по крайней мере, не менее 10-100 тысяч лет. Следовательно, формирование этих интрузивных тел происходило в течение не меньшего периода времени.

<u>р.Делькан</u> При анализе распределения средних направлений изученных дельканских даек обращает на себя внимание то, что рассчитанные по ним полюс и амплитуда вековых вариаций очень близки к ожидаемым модельным данным (рис. 1,д). Это означает, что формирование дельканских даек продолжалось длительное время, измерявшееся десятками-сотнями тысяч лет. С другой стороны, поскольку все изученные дайки намагничены обратно и имеются весомые основания считать их намагниченность первичной, можно достаточно уверенно предположить, что они внедрялись на протяжении одной эпохи магнитной полярности. В этом случае, принимая во внимание величину средней длительности эпох магнитной полярности вблизи границы перми и триаса [4], мы можем сделать вывод о том, что формирование дельканских даек продолжалось не более 200 тыс. лет.

<u>р.Попигай</u> Несмотря на то, что амплитуда вековых вариаций, записанных в изученных трапповых объектах долин рек Фомич и Попигай, заметно меньше ожидаемого значения (рис. 1,д), рассчитанный полюс ложится относительно недалеко от ожидаемых трапповых полюсов NSP2 ($6.2\pm7.9^{\circ}$) и NSP4 ($9.7\pm7.6^{\circ}$) [2], значимо отличаясь, однако, от последнего (полюс NSP2: 55.1° N, 147.0° E; N=8, K=123, A95=5.0°; полюс NSP4: 57.2° N, 151.1° E; N=8, K=192, A95=4.0°).

Мы интерпретируем полученное распределение как свидетельство того, что, с одной стороны, магматическая активность в районе продолжалась как минимум десятки тысяч лет (наличие направлений разной полярности), а с другой стороны, что изученные объекты сформировались в течение 2-3 магматических эпизодов (низкая амплитуда вариаций). Близость среднего полюса, рассчитанного по трапповым объектам рек Фомич и Попигай, к ожидаемым полюсам NSP2 и NSP4 мы можем объяснить только случайным "попаданием". Отметим, что при фишеровском распределении полюсов [5] и при данном уровне вековых вариаций [3], для того, чтобы среднее направление с 95-процентной уверенностью попало на расстояние не большее 6.2° от истинного среднего на широте 70° (палеоширота района исследований), необходимо опробовать не менее 25 даек, образовавшихся в ходе разнесенных во времени магматических событий (более подробно см. ниже).

<u>р. Vджа</u> Данные по р. Уджа интересны, среди прочего, тем, что они представляют пример достаточно полного временного опробования исследуемого магматического события, о чем свидетельствует близость расчетных и ожидаемых значений величин палеовековых вариаций и координат палеомагнитных полюсов (табл. 1, рис. 1,д). И хотя число осредняемых направлений (средних по сайтам) все еще недостаточно, чтобы обеспечить желаемую точность определения положения полюса в 5°, наличие небольшого везения приводит к тому, что «уджинский» средний полюс оказывается на расстоянии всего 2-5° от ожидаемого. Впрочем, обычно, когда истинное положение палеомагнитного полюса неизвестно, мы не должны полагаться на везение и можем лишь (при полученном распределении) ожидать, что расчетный полюс лежит не далее, чем на расстоянии 10° от истинного.



Делькан (б), Попигай (в) и Уджа (г). Залитые кружки на стереограммах обозначают проекции векторов на нижнюю полусферу, белые кружки – на верхнюю полусферу. Ромб – положение среднего палеомагнитного направления для данного района с кругом 95%-го доверия (серая область). (д) – Сравнение разброса виртуальных теомагнитных полюсов (VGP) для изученных магматических трапповых объектов бассейнов рек Котуй, Маймеча, Попигай и Уджа с данными по последним 5 млн. лет. Серые малые кружки с линиями, указывающими доверительный интервал, - компиляция из [6]; серая линия на графике - модель вековых вариаций ТК03 [8]. Величина амплитуды вековых вариаций (Sf), рассчитанная в настоящей работе, и её доверительные интервалы показаны черными ромбиками и жирными вертикальными линиями соответственно.

Полученное распределение палеомагнитных полюсов указывает на то, что магматическая активность в регионе длилась достаточно долго (наличие намагниченности разной полярности, ожидаемая величина вековых вариаций) и была, скорее всего, рассредоточена во времени.

Оценка количества опробуемых субвулканических тел (даек и маломощных силлов), необходимого для получения точной (надёжной) оценки положения палеомагнитного полюса, может быть произведена следующим образом. Поскольку, как было показано в работе [3], для границы перми-триаса амплитуда вековых вариаций заметно не отличалась от позднекайнозойских значений, то для оценки величины *Sf* пермо-триасовых траппов мы можем взять кривую из работы [6] (рис.1,д). Принимая (согласно [5]), что распределение виртуальных полюсов подчиняется закону Фишера, и зная ожидаемый разброс вековых вариаций *Sf* для данной широты, мы получим, что для северных районов Сибири, палеоширота которых на границе перми-триаса составляла около 70°, значение *Sf* должно составлять примерно 18°. Согласно выражению *K*=6581/*Sf*² [5] это значение соответствует кучности $K \approx 20$. Следовательно, для того, чтобы определить положение полюса с точностью не хуже 5-6°, нам следует отобрать не менее 35-40 даек или небольших силлов (исходя из выражения для нахождения радиуса круга 95%-го доверия: $\alpha 95=140/(NK)^{1/2}$).

Казалось бы, пример трапповых объектов, изученных в долинах рек Маймеча, Уджа и Попигай, где получены относительно небольшие отклонения от ожидаемого траппового полюса, противоречат этому выводу. Однако пример интрузивных траппов долины р.Котуй вполне определенно показывает, что приведенные примеры не более чем удачные, но ничем не гарантированные "попадания" в искомый полюс.

<u>Выводы</u> Знание величины вековых геомагнитных вариаций на границе перми и триаса, а также положения ожидаемого палеомагнитного пермо-триасового полюса Сибирской платформы, дает возможность получить некоторые дополнительные ограничения на продолжительность и характер развития магматических событий, связанных с образованием интрузивных тел траппов.

Формирование большинства из изученных даек бассейна р.Котуй (группа 3) происходило достаточно длительное время, составлявшее не менее 10-100 тысяч лет; при этом в регионе имели место также два относительно кратких события (сотни-первые тысячи лет), выразившиеся в формировании даек, относимых к группам 1 и 2. Структура «дайка в дайке», 20 полудаек которой изучены в устье р.Делькан, также формировалась длительное время, однако не более 200-250 тысяч лет.

Магматическая пермо-триасовая активность в долине р.Попигай продолжалась десятки тысяч лет, при этом интрузивные тела сформировались в течение нескольких магматических эпизодов. Внедрение даек и силлов в долине р.Уджа продолжалось достаточно долго и было, скорее всего, рассредоточено во времени.

Наши результаты еще раз подтверждают, что для получения точной оценки положения палеомагнитного полюса при уровне вековых вариаций, сопоставимых с современными, на северных палеоширотах необходимо отбирать не менее 30-40 даек (небольших силлов).

Благодарности. За огромную помощь в подготовке работы авторы выражают благодарность Васильевой А.Е., Гладкочубу Д.П., Томиину М.Д., Петрову П.Ю., Шацилло А.В., Паверману В.И. Исследования проведены при поддержке РФФИ (гранты №05-09-01180-а и 10-05-00557-а) и проекта NSF «The Siberian flood basalts and the end-Permian Extinction».

объект	координаты		координаты		s	палеомагнитное на- правление					полн		амплитуда вековых вариаций			
	slat	slong		D	Ι	Κ	α95	plat	plong	Κ	A95	Nv	S_{f}	$S_f-S_{f^+} \\$	Α	
рр.Котуйкан, Котуй				географическая систе-												
				ма						-						
группа 1	70.7	103.55	3	304.0	72.4	159	9.8	-	-	-	-	-	-	-	-	
группа 2	70.7	103.55	4	32.3	65.9	130	8.1	-	-	-	-	-	-	-	-	
группа 3	70.7	103.55	9	118.8	84.6	64.6	6.5	64.5	124.4	23	12.7	9	18.7	12.3- 24.1	38.7	
				стратиграфическая система												
р.Маймеча	70.9	100.6	20	272.7	-73.7	47.6	4.8	54.9	158.7	20	7.8	20	19.1	15.1- 22.6	39.3	
				географическая систе- ма												
р.Попигай	72.42	109.29	5	134.8	76.4	166.2	6.0	50.0	138.2	50	10.8	5	11.3	4.9- 15.8	25.4	
	географическая систе- ма															
р.Уджа	71.4	115.3	18	109.1	109.1 80.3 18.6 5.7 6			60.3	152.4	11	11.2	17	22.4	16.6- 27.7	45.3	

Таблица 1. Палеомагнитные направления, полюсы и оценка амплитуды вековых вариаций.

Примечания: slat, slong – широта и долгота точки отбора образцов; S – число сайтов; D, I – палеомагнитное склонение и наклонение; K, α 95 (A95) – параметры фишеровского распределения на сфере (кучность и радиус круга 95%-го доверия соответственно); plat, plong – широта и долгота палеомагнитного полюса; S_f – амплитуда вековых вариаций (°); Nv - число палеомагнитных полюсов, которые использовались для вычислений после отсечения методом Вандамма; A - угол отсечения (°) [7], S_f, S_f+ - доверительный интервал (°).

- Константинов К.М., Томиин М.Д., Гладкочуб Д.П., Васильева А.Е. Результаты петромагнитной корреляции пермотриасовых траппов р. Уджа (север Сибирской платформы) / Вулканизм и геодинамика: материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. - Петропавловск-Камчатский. Изд-во КНЦ ДВО РАН. Т. 1. 2009. С. 129-132.
- 2. *Vladimir Pavlov, Vincent Courtillot, Mikhail Bazhenov, Roman Veselovsky.* Paleomagnetism of the Siberian traps: new data and a new overall 250 Ma pole for Siberia. // Tectonophysics 443 (2007) 72–92.
- Лавлов В.Э., Флуто Ф., Веселовский Р.В., Фетисова А.М., Латышев А.В. Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинций // Физика Земли, №5, 2011. С. 35-50.
- 4. *Steiner M.B.* The magnetic polarity time scale across the Permian-Triassic boundary // In Lucas S.G., Cassinis G. and Schneider J.W. (eds) / Non-Marine Permian Biostratigraphy and Biochronology. Geological Society, London, Special Publications. 2006. V. 265. P. 15-38.
- 5. *Merrill R., McFadden P., McElhinny M.* The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle. Academic Press. San Diego. 1996. 531 p.

- McElhinny M.W., McFadden P.L. Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database // Geophys. J. Int. 1997. V. 131(2). P. 240–252.
- 7. *Vandamme D.* A new method to determine paleosecular variation // Phys. Earth Planet. 1994. Int. 85. P. 131–142.
- Tauxe L., Kent D.V. A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: Was the ancient magnetic field dipolar? Timescales of the paleomagnetic field / ed. by Channell J.E.T. et al. American Geophysical Union. 2004. V. 145. P. 101–116.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕКОГНОСЦИРОВОЧНОГО ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА ДАЙКОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ОАЗИСА ВЕСТФОЛЛЬ (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)

В.Ю. Водовозов^{1,2}, В.М. Петров¹, Е.В. Михальский³, И.А. Каменев⁴

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва (vodo7474@yandex.ru) ²Геологический институт РАН, Москва ³ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург ⁴ПМГРЭ, Санкт-Петербург, Ломоносов

Изучение геологической эволюции крупных тектонических блоков является одной из важнейших фундаментальных задач геологии. Только палеомагнитные данные могут количественно охарактеризовать крупномасштабные перемещения отдельных блоков и их агломератов, позволяют тестировать различные конфигурации гипотетических суперконтинентов. Антарктида до сих пор остается «белым пятном» на палеомагнитной карте: в мировой палеомагнитной базе данных (http://earthref.org/MAGIC/) имеется всего 135 определений по Антарктике, из них только 36 приходится на Восточную Антарктиду, а из 36 определений лишь 4 отвечают докембрийскому интервалу геологической истории. Такая ситуация делает невозможным создание палеотектонических реконструкций на основе палеомагнитных данных с участием Восточной Антарктиды. Дефицит определений резко контрастирует с полученными в последнее время прецизионными датировками изотопного возраста многих докембрийских комплексов этого региона. Таким образом, главной целью работы является получение палеомагнитных определений по надежно датированным докембрийским образованиям Восточной Антарктиды. Для достижения этой цели, прежде всего, необходимо наметить перспективные геологические объекты, которые могли сохранить первичную палеомагнитную запись. Настоящая работа посвящена получению рекогносцировочных данных по палеомагнетизму докембрийских дайковых комплексов одного из таких объектов – оазиса Вестфолль.

Оазис Вестфолль представляет собой сравнительно крупный (25х25 км), свободный от ледяного покрова фрагмент земной поверхности со слабо всхолмлённым рельефом. В тектоническом плане оазис расположен в пределах неоархейского протократонного блока, ограниченного с юга мезо-неопротерозойскими (Рейнерскими) и кембрийскими структурными зонами. Оазис сложен метаморфическими породами гранулитовой фации, испытавшими два этапа метаморфизма, гранитообразования и пластических деформаций на интервале времени 2500–2485 млн. лет назад [1]. Метаморфические толщи прорваны многочисленными дайками пород основного состава, общее количество которых исчисляется многими сотнями. Мощность даек варьирует от 0.1 до 40 м. Преобладают маломощные (до 4 м) тела. Средняя частота встречаемости даек составляет 8-10 на 1 км, но отмечаются участки сгущения субпараллельных даек в рои шириной 1-2 км с насыщенностью до 30 тел на 1 км. Суммарная мощность даек в пределах этих роёв составляет 5-10% их ширины. Наиболее крупные тела уверенно прослеживаются по простиранию на расстояние до 10-12 км, причём их состав и мощность на этом расстоянии практически не меняются. Отношение ширины к длине даек составляет 1:300-1:600.

Дайки базитов формируют пять разновозрастных генераций, разобщённых во времени этапами деформаций и характеризующихся специфическим составом и характером залегания. Наиболее ранние дайки (генерация I) сложены преимущественно высокомагнезиальными высококремнистыми габбронорит-долеритами, имеют субширотное, до северо-восточного, простирание с падением под углами 50-80° в северных, северо-западных или, изредка, южных румбах. Для этих пород характерны высокие содержания Cr и низкие – Nb и Ti; распределение редких элементов в этих породах сильно фракциониорованно с обогащением крупноионными элементами. Дайки генерации II сложены долеритами, испытавшими значительную автометаморфическую переработку, имеют СЗ-ЮВ простирание и крутое падение в северо-восточных румбах. Породы этой генерации характеризуются толеитовым составом и слабой фракционированностью микроэлементов. Дайки третьей генерации представлены маломощными телами щелочных или ультрамафических лампрофиров, имеющими субвертикальное залегание и простирание в ССВ-ЮЮЗ направлении. Дайки генерации IV отличаются наимошностью. простираются в субмеридиональном направлении большей (355-15°) и имеют преимущественно субвертикальное падение. Эти тела сложены крупнозернистыми долеритами и габбро-долеритами, зачастую гранофировыми. Наиболее молодыми являются дайки генерации V, имеющие простирание в направлении 15-40° с крутым падением в ЮЮВ направлении. Эти тела также сложены долеритами и габбро-долеритами. Породы IV и V генераций имеют сходный толеитовый состав.

Геохимическими исследованиями (неопубликованные данные авторов) выявлена группа долеритов, имеющих, как большинство даек в оазисе Вестфолль, толеитовый состав, но отличающихся от пород II, IV и V генераций заметным фракционированием микроэлементов и отрицательной аномалией Nb на диаграмме нормированных содержаний. Характер распределения микроэлементов сближает эти породы с габбронорит-долеритами генерации I, что позволяет предположить их принадлежность этой генерации и выделять в качестве группы Ia.

По данным U-Pb датирования циркона и бадделеита получены датировки: генерация I – 2241±4, 2238±7 млн. лет; генерация II – 1754±16 млн. лет; генерация IV – 1380±7 млн. лет; генерация V – 1248±4, 1241±5 млн. лет [2, 3].

Коллекция ориентированных образцов отобрана геологами Полярной морской геологической экспедиции во время 55-ой Российской антарктической экспедиции (2009/2010 г.). Всего был отобран 61 образец из 17 тел на различных участках оазиса Вестфолль. Из каждой сайта было отобрано от 2 до 6 штуфов, из которых было выпилено по два ориентированных кубика. 113 образцов прошли полную температурную чистку. Перед чисткой для учета возможного влияния на дайковые тела тектонических деформаций были проведены исследования анизотропии магнитной восприимчивости (AMS). Величина AMS не превышает 5%, при этом ее тип не имеет яркой специализации. Наблюдается как линейный (E<1), так и плоскостной (E>1) тип анизотропии магнитной восприимчивости. Распределения главных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости изученных образцов не имеют преимущественной ориентировки. На основании этих данных можно заключить, что каких-либо существенных деформаций, приведших к переориентации магнитных минералов изучаемых даек не было.

Температурная чистка проводилась до полного размагничивания образца, число шагов составляло от 10 до 15. Судя по температурам Кюри, основным носителем намагниченности является титаномагнетит. По величине естественной остаточной намагниченности (ЕОН) образцы колеблются от 10 до 1800 mA/m. Для компонентного анализа все образцы были разбиты на группы в соответствии с возрастом пород. Поведение образцов в ходе чистки в каждой группе немного различается.

Генерация 1250 млн. лет На диаграммах Зийдервельда выделяются обычно 2 компоненты: низкотемпературная, зачастую большая (более 50%) по величине, счищаемая до 200-250°, и высокотемпературная – от 330-370 вплоть до 560°. Последняя компонента, в основном, нехарактеристическая. В среднетемпературном интервале изредка выделяются круги перемагничивания. На стереограмме низкотемпературные компоненты с большим разбросом группируются вокруг направления современного геомагнитного поля. Распределение высокотемпературных компонент более сложное, оно имеет отчетливо полосовидный вид, что свидетельствует о неполном разделении компонент разного генезиса. Все же, при совместном использовании отдельных компонент и кругов перемагничивания намечается кластер в третьей четверти (табл. 1, рис. 1).

Генерация 1380 млн. лет Образцы даек этой генерации демонстрируют в ходе чистки схожее с дайками 1250 млн. лет поведение, но с некоторыми особенностями. Кривая размагничивания большей части образцов демонстрирует вогнутый, либо прямой характер. До 200-250° также выделяется низкотемпературная компонента, на стереограмме она образует полосовидное распределение, проходящее через направление современного поля. Высокотемпературные компоненты по направлению слабо отличаются от низкотемпературных, на стереограмме они образуют кластер практически в центре, близкий к направлению современного геомагнитного поля. В среднетемпературном интервале практически не выделяются компоненты или круги перемагничивания.

Генерация 1750 млн. лет. Диаграммы Зийдервельда образцов этого возраста наиболее интересны. Здесь выделяется четкая низкотемпературная компонента, которая счищается до 250° и хорошо группируется на стереограмме вокруг современного направления поля. В среднемпературном интервале от 250 до 400 и иногда вплоть до полного размагничивания выделяются круги перемагничивания. Также выделяются высокотемпературные характеристические компоненты на интервале от 440-470 до 540-560 градусов. На стереограмме высокотемпера-

турные компоненты распадаются на два кластера – в 1-ом и в 3-4-м квадранте. Последний кластер практически совпадает с направлениями в более молодых дайках и выполнен образцами из одной дайки, которая рвется как раз этими молодыми телами. Другой кластер не похож на более молодые и с учетом кругов перемагничивания дает достаточно кучное распределение (табл. 1, рис. 1).



Рис. 1. Распределение средних высокотемпературных компонент разных генераций даек (географическая система координат, незалитые кружки – проекция на верхнюю полусферу).

Генерация 2250 млн. лет Несмотря на большой возраст, среди образцов даек этой генерации есть пара, которые отвечают практически идеальным диаграммам Зийдервельда. Это однокомпонентная намагниченность с отличной характеристической компонентой. Имеются также диаграммы с низкотемпературной современной компонентой и кругами в среднетемпературном диапазоне. При совместном анализе кругов и направлений можно рассчитать среднее направление (табл. 1, рис. 1), лежащее в первом квадранте.

<u>Дайки неопределенного возраста (группа Ia)</u> Намагниченность образцов этих тел обычно двухкомпонентная: присутствуют низкотемпературная (до 250°), скорее всего современная, и высокотемпературная, чаще всего характеристическая, компоненты. Изредка в среднетемпературном интервале выделяются круги перемагничивания. С учетом этих кругов на стереограмме (рис. 1) высокотемпературные компоненты образуют плотный кластер в южном румбе. Надо заметить, что и низкотемпературные, и высокотемпературные компоненты не сильно отличаются друг от друга.

Генерация,	Породы	N/s	n	Do	Io	k	α95
млн. лет							
I, 2250	Габбронориты-	2/10	5d+3c	18.5	-41.5	45.1	8.6
	долериты						
II, 1750	долериты	3/13	4d+5c	215.6	-3.3	4.2	26.8
IV, 1380	долериты	7/58	30d+4c	42.2	-82.9	9.3	8.5
V, 1250	долериты	2/12	7d+3c	215.6	-3.3	4.2	26.8
Ia ??	лопериты	2/16	11d+2c	1874	-76.1	173	10.3

Таблица 1. Средние высокотемпературные направления ЕОН в дайках оазиса Вестфолль.

Примечания: N/s – число дайковых тел / изученных образцов; n – число образцов, использованных для расчета; d – единичное направление; c – большой круг перемагничивания; D и I – склонение и наклонение в современной системе координат; k – кучность; α 95 – радиус круга доверия вокруг среднего с 95% вероятностью.

Данные палеомагнитные результаты являются рекогносцировочными. К сожалению, возможности продатировать полученные компоненты намагниченности с помощью полевых тестов в настоящий момент нет. Кроме того, из-за нестратифицированных вмещающих толщ нельзя внести тектоническую поправку.

Статистически все средние направления по отдельным генерациям отличаются друг от друга, но можно заметить, что они образуют на стереограмме (рис. 1) вытянутое вдоль большого круга распределение. Это может свидетельствовать о неполном разделении компонент или перемагничивающим влиянии более поздних дайковых комплексов. При этом нельзя сказать, что более молодые породы обладают лучшей магнитной записью, распределение «хороших» и «плохих» диаграмм Зийдервельда примерно одинаково во всех генерациях, можно только выделить отдельные тела с хаотичным поведение ЕОН в процессе чистки.

Рассчитанные по средним направлениям полюсы приведены в табл. 2. Полученные определения плохо коррелируют с немногочисленными определениями по Восточной Антарктиде (рис. 1), как того же возраста [4], так и с более молодыми [5]. С чем это связано, в настоящий момент сказать невозможно, впрочем, вышеупомянутые работы основаны на малом количестве образцов и носили такой же рекогносцировочный характер.

Главным итогом работы можно считать то, что в дайках оазиса Вестфолль обнаружен устойчивый палеомагнитный сигнал, который статистически различается в разновозрастных генерациях. Для более уверенных выводов требуются дальнейшие исследования, прежде всего отбор большего количества образцов из большего количества тел оазиса и палеомагнитное опробование пород того же возраста из другого блока.

Генера-	Место отбора	Сре	іравлен	ие	Пале	$\phi_m, {}^o$			
ция, млн. лет		Dº	Io	k	α95	Φ, °	Λ, °	d_p/d_m	
I, 2250		18.5	-41.5	45. 1	8.6	44.0	102.1	6.4/10.5	-23.9
	$\phi = -68.5^{\circ}$			-					
II, 1750	λ=78.3°	33.9	-24.4	22.	11.6	30.2	117.3	6.7/12.4	-12.8
IV, 1380		42.2	-82.9	9.3	8.5	75.6	217.6	16.3/16.6	-76.0
V, 1250		215.6	-3.3	4.2	26.8	- 15.7	295.5	13.4/26.8	-1.7
Ia, ??		187.4	-76.1	17. 3	10.3	42.3	262.7	17.6/19.0	-63.7

Таблица 2. Палеомагнитные определения по дайкам оазиса Вестфолль

Примечания: Φ и Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса; d_p/d_m – полуоси овала доверия вокруг полюса; ϕ_m – палеоширота; ϕ и λ – средние широта и долгота мест отбора.

- Black L.P., Kinny P.D., Sheraton J.W., Delor C.P. Rapid production and evolution of late Archaean felsic crust in the Vestfold Block of East Antarctica // Precambrian Research. 1991. 50. P. 293–310.
- 2. *Black L.P., Kinny P.D., Sheraton J.W.* The difficulties of dating mafic dykes: an Antarctic example // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1991. V.109. P.183–194.
- 3. Lanyon R., Black L.P., Seitz H-M. U–Pb zircon dating of mafic dykes and its application to the Proterozoic geological history of the Vestfold Hills, East Antarctica // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. V.115. P.184–203.
- 4. *Embleton B.J.J., Arriens P.A.* A pilot study of the paleomagnetism of some Pre-Cambrian Dykes from East Antarctica // Geophys. J. R. astr. Soc. 1973. V.33. P.239-245.
- Писаревский С.А., Андроников А.В. Результаты предварительных палеомагнитных исследований ультраосновных и основных пород озера Бивер (Восточная Антарктида) // Антарктика. 1992. С.42-48.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГА СИБИРСКОГО КРАТОНА (ХРЕБЕТ УДОКАН): ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В.Ю. Водовозов^{1,2}, В.М. Петров¹, А.Р. Зверев¹

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва (vodo7474@yandex.ru) ²Геологический институт РАН, Москва.

Настоящая работа посвящена предварительным результатам изучения палеомагнетизма раннепротерозойских образований хребта Удокан, приуроченного к Олекминскому террейну Алданской провинции Сибирского кратона. Эти исследования продолжают систематическое изучение палеомагнетизма раннепротерозойских образований юга кратона, проводившееся в последние годы под руководством А.Н. Диденко [1-3 и др.] с целью расшифровки сценария становления структуры Сибирского кратона в раннем протерозое и построения палеотектонических реконструкций с участием Сибири для этого интервала времени.

Сибирский кратон по современным представлениям [1,4] образовался в результате амальгамации нескольких террейнов 1.9 млрд. лет назад, возможно как отражение образования суперконтинента Пангея-1 (Колумбия), формирование структуры фундамента при этом могло занять достаточно длительное время, до 150 млн. лет [4]. В пределах краевых выступов фундамента юга кратона выделяются комплексы, которые образовались вскоре после коллизии, амальгамации террейнов, это так называемый Южно-Сибирский постколлизионный пояс, протягивающийся более чем на 2500 км. Слагающие его гранитоиды таракского, саянского, шумихинского, приморского и кодарского комплексов и вулканогенно-осадочные отложения акитканской серии характеризуются хорошо определенной геодинамической позицией, наличием прецизионных датировок абсолютного возраста и слабым проявлением метаморфизма. Гранитоиды имеют все признаки посткинематических: их внедрение происходило после формирования главных структур, и в дальнейшем они не подвергались наложенному метаморфизму и деформациям. Пояс занимает секущее положение по отношению к более ранним коллизионным зонам, разделяющим континентальные террейны, сложенные преимущественно архейской корой. Гранитоилы представляют собой геологические реперы, фиксирующие либо завершение развития подвижного пояса, либо процесс деструкции фундамента, в той или иной мере оторванный от орогенических событий. Они достаточно полно охарактеризованы петрогеохимическими и геохронологическими данными, которые позволяют относить их к посторогенным образованиям, и указывают на относительно узкий возрастной интервал их формирования (1840-1870 млн. лет).

Палеомагнитные определения последних лет получены по раннепротерозойским объектам, отвечающим Тунгусской и Анабарской провинциям и особой структуре фундамента – Акитканскому поясу – узкому шву, сшивающему террейны северо-запада и юго-востока [4]. На основе палеомагнитных данных, как нам кажется, удалось показать, что, по крайней мере, начиная с 1850 млн. лет, эти блоки перемещались совместно, т.е. составляли уже единое целое. Назрела необходимость получения новых палеомагнитных определений по раннепротерозойским образованиям, принадлежащим другим блокам фундамента, прежде всего Алданскому. В самом благоприятном случае мы смогли бы ответить на вопрос, с какого времени все эти террейны перемещались вместе, т.е. с какого времени существовал Сибирский кратон. Главной целью работы стал поиск новых геологических объектов, которые имеют надежно установленный изотопный возраст, определенную геодинамическую позицию и которые могли сохранить первичную намагниченность. После анализа геологической литературы в качестве основного объекта был выбран Ат-Бастахский массив гранитов кодарского комплекса, по которому была получена изотопная датировка U/Pb методом по цирконам – 1873+3 млн. лет [5]. Также были намечены для рекогносцировочного отбора другие объекты, имеющие примерно тот же возраст – габброиды Чинейского расслоенного плутона (1867+3 млн. лет [6]), метаморфизованные породы массива Укдуска (возраст метаморфизма 1850+20 млн. лет [7]), граниты кодарского комплекса Кеменского массива (1876+4 млн. лет [5]). В ходе полевых работ этого года авторским коллективом были отобраны: подробно граниты Ат-Бастахского массива и рекогносцировочно базиты Чинейского массива и метаморфиты Укдуски. Граниты Кеменского массива были опробованы сотрудниками ИТИГ ДВО РАН под руководством А.Н. Диденко. К настоящему времени нами изучено примерно треть коллекции, прежде всего, габброиды Чинейского массива и около трети образцов гранитов кодарского комплекса Ат-Бастахского массива. Результаты термомагнитной чистки образцов из этих двух массивов, удаленных друг от друга на 130 км, различаются.



Рис. 1. Диаграммы Зийдервельда и стереограмма распределения высокотемпературной компоненты ЕОН образцов габброидов Чинейского массива.

<u>Чинейский массив</u> Лополитообразное анортозит-габброноритовое тело размером 9x16 км, имеет сложное внутреннее строение – здесь отчетливо выделяются четыре блока, различающиеся петрографическим составом и текстурой (расслоенные и массивные разности) и имеющие интрузивные взаимоотношения между собой [8]. Крупное месторождение ванадия, меди и платиноидов. В краевой северо-западной части массива был отобран 21 образец. Почти все они характеризуются сильным магнитным сигналом и схожим поведением ЕОН в процессе чистки. На диаграммах Зийдервельда (рис. 1) выделяются: на низкотемпературном интервале до 250° компонента, которая на стереограмме тесно группируется вокруг направления современного магнитного поля; в среднетемпературном интервале от 250-300 до 500-540 градусов в половине образцов круги перемагничивания. Их пересечение практически совпадает со средним направлением одной из высокотемпературной компонент. Высокотемпературные компоненты выделяются от 430-470 вплоть до 560-580 градусов, две трети из них характеристические. На стереограмме они образуют два статистически различающиеся кластера (рис. 1, табл.) в северо-западном и западном румбах. Ни в одном из образцов эти компоненты не встречаются вместе. Рассчитанные по средним направлениям этих двух компонент полюсы лежат в стороне от всех полюсов Сибири, и раннепротерозойских, и более молодых (табл., рис. 3). У нас нет пока объяснения полученной картины – «двуликости» высокотемпературной компоненты и расхождения полученных полюсов с известными определениями. В данном случае возможны и вращения отдельных блоков массива, и процессы перемагничивания.

Ат-Бастахский массив Крупное, в диаметре около 21 км, интрузивное тело, имеющее двухфазное строение: первая фаза – крупнокристаллические биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, вторая фаза – среднекристаллические двуслюдяные граниты. Датировка изотопного возраста [5] получена по породам первой фазы. На настоящий момент нами изучено 35 образцов гранитов первой фазы из 5 точек. Поведение ЕОН в процессе чистки достаточно простое, на диаграммах Зийдервельда (рис. 2) обычно выделяются две компоненты – низкотемпературная, зачастую большая по величине – до 200-250 градусов, и высокотемпературная, почти всегда характеристическая. Характеристическая компонента может выделяться и на узком интервале от 560-580 до 640°, и на широком от 250-300 градусов вплоть до размагничивания. Примерно в трети образцов в среднетемпературном интервале наблюдаются круги перемагничивания. На стереограмме распределение низкотемпературной компоненты хаотичное, высокотемпературные компоненты образуют достаточное шумное биполярное распределение (рис. 3, табл.). Тест обращения положительный: у/ус=19.8/28.7. После обращения и вычисления среднего, мы рассчитали положение палеомагнитного полюса (табл.). Полученный полюс ожидаемо ложится на раннепротерозойскую кривую КМП Сибири [3], немного смещаясь в сторону более молодых определений (рис. 3). Положительный отклик теста обращения и «ожидаемое» положение палеополюса дают основание надеяться, что при дальнейшем изучении гранитов Ат-Бастахского массива мы получим новое раннепротерозойское палеомагнитное определение, которое можно будет использовать для уточнения раннепротерозойской части кривой КМП Сибири, для определения палеоширотного положения кратона и создания новых (или «подкрепления» старых) палеореконструкций.



Рис. 2. Диаграммы Зийдервельда и стереограмма распределения высокотемпературной компоненты ЕОН образцов гранитов Ат-Бастахского массива.

Таблица 1. Палеомагнитные определения по раннепротерозойским образованиям хребта Удокан.

№п	Формация	Возраст,	К-та	Сре	Среднее направление Полюс						
п		млн. лет		D, °	I, °	k	α95, °	Φ, °	Λ, °	A95, °	φ, °
Чинейский массив (ϕ =56.5° λ =118.6°)											
1	Габброиды		NW	321.7	-50.2	28.4	8.3	-3.3	330.8	9.1	-31
	инейского	1867 <u>+</u> 3									
	комплекса		W	273.8	-24.1	62.6	6.6	-8.4	18.4	5.2	-13
Ат-Бастахский массив (ϕ =57.1° λ =120.4°)											
2	Граниты		Ν	188.1	3.1	6.2	15.7				
	кодарского	1873 <u>+</u> 3	R	351.0	6.9	6.1	26.5				
	комплекса		N+R	183.1	0.2	6.0	13.2	-32.7	116.7	9.3	0

Примечания: ϕ и λ – широта и долгота точек отбора; **к-та** – высокотемпературная компонента ЕОН; **D** и **I** – палеомагнитное склонение и наклонение; **k** – кучность; **α95** и **A95** – радиус круга доверия вокруг среднего с 95% вероятностью; Φ и Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса; ϕ_m – палеоширота.

После предварительного изучения коллекции раннепротерозойских образований Удокана, можно заключить, что в магнитной записи гранитов Ат-Бастахского массива присутствуют компоненты, которые ассоциируются нами как раннепротерозойские, напротив, в образцах базитов Чинейского массива, не смотря на хорошую запись, таких компонент нет. Главная цель достигнута – найден геологический объект, который *мог* сохранить первичную палеомагнитную запись.

Работа выполнена при поддержке Программы ОНЗ РАН № 9.



Рис. 3. Сравнение полученных определений с кривыми КМП Сибири (раннепротерозойская кривая повернута согласно [9]).

- 1. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Научн. ред. Е.В. Скляров. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.
- Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Pisarevsky S.A. et al. 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.

- 3. Водовозов В.Ю. Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и геотектонические следствия. Дисс. канд. геол.-мин. наук. МГУ, 2010.
- Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. Научн. ред. С.И. Митюхин. М.: Научный мир, 2006. 212 с.
- 5. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингрского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267-279.
- 6. Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // ДАН. 2009. Т. 424. № 4. С. 517-521.
- 7. Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Тимашков А.Н., Миронюк Е.П. Новые данные о возрасте пород и руд Ханинского апатитоносного района // ДАН СССР. 1984. Т. 279. № 3. С. 713-717.
- 8. Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А., Арискин А.А., Николаев Г.С. Строение, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива в Северном Забайкалье // Геохимия. 2008. № 7. С. 691-720.
- 9. Павлов В.Э., Петров П.Ю. Палеомагнетизм рифейских отложений Иркинеевского поднятия Енисейского кряжа – новый довод в пользу единства Сибирской платформы в среднем рифее //Физика Земли.1997. № 6. С.42-55.

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ СКВ. 8)

3.Н. Гнибиденко, Н.К. Лебедева

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск (gnibidenkozn@ipgg.nsc.ru)

Целью этого исследования является создание магнитобиостратиграфического разреза меловых отложений на основании комплексного изучения керна скв. 8, пробуренной в Русско-Полянском районе на южном крыле Омского прогиба (юг Западной Сибири: координаты – $\varphi = 53^{\circ}31$ 'N, $\lambda = 73^{\circ}34$ 'E). Геологический разрез представлен территории морскими этой И континентальными мезокайнозойскими породами, образующими платформенный чехол, залегающий на размытой поверхности доюрских отложений. Все выполненные исследования носили комплексный характер и осуществлялись на основе палеомагнитных, палеонтологических и геолого-стратиграфических данных. Расчленение разреза и обоснование возраста исследуемых отложений проведено на основании палеонтологических данных.

Отбор ориентированных образцов для палеомагнитных исследований и обработка полученных результатов не отличались от общепринятой методики [1, 2, 3 и др.]. Особенность отбора ориентированных штуфов-монолитов из скважины заключалась в выполнении работ непосредственно во время ее бурения. Образцы-кубики вырезались из центральной части керна и ориентировались по направлению «верх-низ». Каждый стратиграфический уровень представлен 2-4-мя образцами-кубиками. Частота отбора образцов составляла 0.8-1.0-1.5 м. Для обеспечения корректных комплексных исследований при отборе ориентированных образцов параллельно отбирались пробы для палеонтологических и литолого-стратиграфических исследований. При комплексном изучении разреза скважины использовались каротажные диаграммы. Компонентный анализ векторов естественной остаточной намагниченности (ЕОН, J_n) проводился путем анализа диаграмм Зийдервельда и графиков размагничивания. При этом использовался пакет программ Р. Энкина и метод наименьших квадратов Киршвинка. Измерения J_n проводились на приборах JR-4 и JR-6, магнитной восприимчивости (χ) – на каппаметрах КТ-5, KLY-2. Магнитные чистки осуществлялись на установках TD48 и LD-3A. Для снятия нормальных кривых намагничивания образцов пород использовался электромагнит постоянного поля 5-Р с максимальным намагничивающим полем 1088 кА/м.

В разрезе скважины меловые отложения представлены глинами, алевритами, алевролитами, аргиллитами, песчаниками и песками покурской, кузнецовской, ипатовской, славгородской и ганькинской свит общей мощностью 320 м. Нижний отдел мела. Покурская свита (мощность 185 м) представлена мощной толщей преимущественно континентальных (глины, алевролиты, аргиллиты, пески, песчаники) отложений, согласно залегающих на киялинской свите и с размывом и угловым несогласием - на доюрских образованиях. По данным Н.К. Лебедевой эта свита, охарактеризованная спорами и пыльцой (палинокомплексы ПК-І и ПК-ІІ), а в верхней части – диноцистами (комплекс DK-I), датируется поздним мелом – альбом, сеноманом – туроном. Верхний отдел мела. Кузнецовская свита (мощность 28 м), с размывом залегающая на покурской, характеризует начало верхнемеловой морской трансгрессии. В кузнецовской свите выделены слои с диноцистами, характерными для среднего и верхнего турона. Из этих же отложениий свиты установлен палинокомплекс (ПК-II), специфические особенности которого характерны для сеноман-туронских палинокомплексов Западной Сибири. Осадконакопление происходило в мелководном море. Ипатовская свита (мощность 37 м) с размывом залегает на глинах кузнецовской свиты и представлена толщей переслаивающихся песков, песчаников, алевритов и глин. В разрезе свиты на глубинах 372.1-343 м выделен спорово-пыльцевой комплекс ПК-III, позволяющий датировать отложения свиты коньяк-сантоном. Этот же диапазон глубин характеризуется комплексом диноцист (DK-II), который дает возможность датировать отложения коньяк-сантоном. Славгородская свита (мощность 38 м) с локальным размывом залегает на ипатовской. Свита сложена глинами местами опоковидными с прослоями алевритов, алевролитов, песчаников. В интервале глубин 339.9-311.2 м установлен комплекс диноцист (DK-III), дающий возможность датировать породы этого стратиграфического интервала кампаном. В этом же интервале выделен палинокомплекс (ПК-IV), который соответствует кампанскому палинокомплексу. В самых верхах этой свиты (309.9-305.2 м) выделен палинокомплекс (ПК-V), который соответствует маастрихтскому палинокомплексу по региональным стратиграфическим схемам 2003 года. Формирование отложений происходило в морском бассейне. Ганькинская свита (мощность 32 м) с локальным размывом залегает на славгородской и представлена глинами плотными участками опоковидными и алевролитами. Эту свиту характеризуют многочисленные органические остатки - комплексы диноцист (DK-IV) и (DK-V), палинокомплекс (ПК-V), а также двустворчатые моллюски, аммониты и гастроподы (определения Б.Н. Шурыгина). Комплекс диноцист (DK-IV) (глубина 309.9-288.4 м) датирует эти отложения нижним маастрихтом, а находки аммонитов из интервала 288-288.5 м дают возможность заключить, что на этих глубинах представлена верхняя часть нижнего маастрихта. Выше по разрезу на глубине 288.3-274.2 м установлен комплекс диноцист (DK-V) характерный для среднего маастрихта. Выделенный из отложений всей толщи свиты палинокомплекс (ПК-V) соответствует маастрихтскому палинокомплексу. Осадконакопление свиты происходило в открытом морском бассейне.

Из меловых отложений скважины общей мощностью 320 м для палеомагнитных исследований отобрано около 500 ориентированных образцов-кубиков, представляющих 159 временных стратиграфических уровней. В целом меловые отложения скважины относятся к классу слабомагнитных пород и по магнитным свойствам весьма неоднородны. χ меняется в пределах 4.7 – 135.7×10⁻⁵ ед. СИ, величина J_n варьирует от долей единицы до 33.5 мА/м. Анализ распределения значений у и J_n по разрезу показывает, что флуктуации величины J_n связаны с изменением режима седиментации и источниками сноса терригенного материала. Диагностика носителей намагниченности проводилась с использованием анализа параметров нормального намагничивания (I_r, H_s) и результатов интерпретации кривых терморазмагничивания. Эти методы позволяют довольно точно установить наличие магнетита, маггемита, гематита и гидроокислов железа. Значения остаточной намагниченности насыщения $J_r(H)$, установленные по кривым нормального намагничивания, для пород покурской свиты составляют 650-825 мА/м, при поле насыщения Н, равном 280-360 кА/м. Для пород ипатовской свиты J_r изменяется от 65 до 225 мА/м, при поле насыщения равном 360-440 кА/м. Остаточная намагниченность насыщения $J_r(H)$ для пород славгородской и ганькинской свит составляет 375-600 мА/м при поле насыщения 520 кА/м. Большие поля насыщения для пород ганькинской и славгородской свит при небольших величинах намагниченности по сравнению с покурской свитой свидетельствуют о том, что в составе носителей намагниченности этих свит присутствуют магнитожесткие минералы группы гематита. Невысокие поля насыщения для пород покурской свиты позволяют предположить, что носители намагниченности в ней представлены минералами группы магнетит-титаномагнетита.

Для выделения характеристической компоненты (*ChRM*) остаточной намагниченности из общей ЕОН были использованы магнитные чистки и выполнен компонентный анализ. Для большинства меловых пород скважины по результатам терморазмагничивания характерно наличие двух компонент намагниченности – низкотемпературной и высокотемпературной, Первая, как правило, выделяется до 100-200-300°С, вторая – высокотемпературная сохраняется до 550-600°С. Меловые породы всех исследуемых свит обнаружили преобладающую прямую и подчиненную обратную намагниченности.



Рис. 1. Магнитобиостратиграфический разрез меловых отложений скв. 8.

Полярности: черное - прямая, белое - обратная; крестики - нет данных.

Покурская свита мощностью 185 м, охарактеризованная палинокомплексами ПК-I и ПК-II, а в самой верхней части комплексом диноцист DK-I (возраст альбтурон), имеет в целом прямую полярность (рис. 1). На фоне этой полярности выделяются два маломощных горизонта обратной намагниченности в нижней и средней частях свиты, которые соответствуют альбу. Кузнецовская, ипатовская и самые низы славгородской свиты, охарактеризованные палинокомплексами ПК-II и ПК-III, комплексом диноцист DK-I и DK-II (что позволяет датировать эти отложения как сеноман-турон, коньяк-сантон), также имеют прямую полярность, на фоне которой фиксируются три горизонта обратной намагниченности в нижней, средней и верхней частях этого интервала. Нижний горизонт обратной намагниченности документируется в средней части кузнецовской свиты. Два других горизонта обратной намагниченности располагаются в нижней и верхней частях ипатовской свиты. Согласно датировкам отложений по диноцистам и палинологическим данным *R*-горизонт в кузнецовской свите соответствует сеноман-турону, а два вышележащих *R*-горизонта – коньяк-сантону.

Славгородская и ганькинская свиты, охарактеризованные палинокомплексами ПК-IV и ПК-V, комплексами диноцист DK-III, DK-IV и DK-V (что позволяет датировать отложения кампаном и маастрихтом), вплоть до границы с палеогеном имеют обратную полярность. Обратная полярность славгородской свиты, датируемой по палеонтологическим данным (диноцисты, палинокомплексы) кампаном, а, также, обратная полярность ганькинской свиты, датируемой по палеонтологическим данным (двустворчатые моллюски, аммониты, гастроподы, диноцисты, палинокомплексы) нижним маастрихтом, позволяют заключить, что верхний кампан с соответствующей ему фауной и прямой полярностью, в разрезе исследуемой скважины отсутствует – попадает в перерыв. Эти данные позволяют выделить две магнитозоны обратной полярности: одну в славгородской свите (кампан) и другую в ганькинской свите (маастрихт) с перерывом между ними объемом в интервал прямой полярности в кампанском ярусе. В верхней части славгородской свиты на фоне обратной полярности фиксируется горизонт прямой намагниченности *N*-горизонт. Таким образом, покурская, кузнецовская и ипатовская свиты общей мощностью 210 м, имеющие прямую полярность с пятью горизонтами обратной намагниченности в ней, образуют одну мощную зону прямой полярности – N(al-st). А славгородская и ганькинская свиты мощностью около 70 м образуют две магнитозоны обратной полярности – $R_1(\text{km})$ и $R_2(\text{mt})$.

На основе реперных уровней, которыми являлись хорошо охарактеризованные по палеонтологическим данным магнитозоны, созданный магнитобиостратиграфический разрез был сопоставлен с мировыми шкалами. На сегодняшний день существует несколько магнитостратиграфических [4, 5, 6] и магнитохронологических [7 8, 9, 10] шкал. Длительная магнитозона прямой полярности N(alst), охватывающая альб, сеноман, турон, коньяк, сантон, согласно расчленению Общей магнитостратиграфической шкалы на гиперзоны [3, 4] соответствует гиперзоне Джалал и может быть сопоставлена с хроном С34 мировой магнитохронологической шкалы в возрастных интервалах ~ 112,5-83,6 млн. лет [8, 9, 10] (рис. 2). Две магнитозоны обратной полярности, охватывающие большую часть кампана (славгородская свита) — R_1 (km) и маастрихт (ганькинская свита) – R_2 (mt) сопоставляются с хронами C33(г) и C31(г) в абсолютном летоисчислении 83.6-80 и 71-68.5 млн. лет соответственно. Сопоставляя магнитобиостратиграфический разрез меловых отложений скважины с мировой магнитохронологической шкалой [10] можно оценить длительность перерыва между славгородской – $R_1(km)$ и ганькинской – $R_2(mt)$ свитами, которая будет составлять приблизительно 9 млн. лет. Таким образом, из разреза выпадают хроны прямой полярности C33(*n*) и C32 (верхний кампан) в возрастном диапазоне 80-71 млн. лет. А длительность перерыва между ганькинской – $R_2(mt)$ и люлинворской - (R_1LL) свитами будет определяться продолжительностью хронов C31(n) и C30 (68.5-65 млн. лет).

Работа подготовлена при финансовой поддержке грантов РФФИ 10-05-00021 и 09-05-00210.



Рис 2. Сопоставление магнитобиостратиграфического разреза меловых отложений скв. 8 с магнитохронологической шкалой [10]

- 1. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра 1967. 252 с.
- 2. *Палеомагнитология* / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова и др.; Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра. 1982. 312 с.
- 3. *Молостовский Э.А., Храмов А.Н.* Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов: Изд-во СГУ. 1997. 179 с.
- 4. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб. 2000. 112 с.
- 5. Молостовский Э.А. Шкала магнитной полярности фанерозоя. Ее современная структура и значение для стратиграфии и геодинамики // Геология, геохимия и геофизика на рубеже ХХ и ХХІ веков. Т. 3. «Геофизика». М.: Региональная общественная организация ученых по проблемам прикладной геофизики, 2002. С. 63-64.
- Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Фомин В.А. Магнитостратиграфическая шкала меловой системы: современное состояние, проблемы построения и перспективы развития // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Саратов: Изд-во СГУ. 2007. С. 69-86.
- Cande S.C., Kent D.V. A new Geomagnetic Polarity time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. No B10. P. 13917-13951.
- Gradstein F.M., Agterberg F.P., Hardenbol J., Van Veen P., Thierry J., Huang Z.A. Triassic, Jurassic and Cretaceous Time Scale // Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, SEPM Special Publication, 1995. No 54. P. 95-126.
- 9. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A Geological Time Scale. Cambridge University Press, 2004, 589 pp.
- 10. *Gradstein F.M., Ogg J.G. and van Kranendonk M.* On the Geological Time Scale 2008 // Newsletters on Stratigraphy. June 2008. Vol. 43. No 1. P. 5-13.

ВЛИЯНИЕ МАРГАНЦА НА ПРОЦЕССЫ ХИМИЧЕСКОГО НАМАГНИЧИВАНИЯ ПРИ ИЗОТЕРМИЧЕСКОМ РАЗЛОЖЕНИИ ПРИРОДНЫХ ЛЕПИДОКРОКИТОВ

С.К. Грибов, А.В. Долотов

Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН

Настоящая работа является очередной попыткой проведения систематических лабораторных исследований влияния элементов-примесей на особенность структурных превращений оксигидроокислов железа (FeOOH) и связанных с ними изменениями магнитных свойств и является продолжением наших работ [1, 2]. В первой, в частности, было изучено влияние на кинетику изотермическофазового преврашения изоморфного замешения го железа марганцем (Fe³⁺→Mn³⁺) в структуре природных лепидокрокитов. В результате было установлено, что внедрение марганца в кристаллическую решетку лепидокрокита стабилизирует его в отношении перехода лепидокрокит (у-FeOOH)→маггемит (у-Fe₂O₃), а также сужает область термической устойчивости последнего относительного последующего структурного превращения маггемит→гематит (α-Fe₂O₃). При этом согласно расчетным оценкам [3] увеличение концентрации Mn в решетке лепидокрокита с 1 до 2% сокращает время самопроизвольного перехода γ -Fe₂O₃ $\rightarrow \alpha$ -Fe₂O₃ в ~6 раз в термодинамических условиях земной поверхности. Кроме того, в работе [2] на каолиновых образцах в форме кубиков (1 см³), содержащих 1 вес.% диспергированной лепидокрокитовой (Mn~2%) фракции, нами также было осуществлено моделирование образования химической остаточной намагниченности (*CRM*) в постоянном магнитном поле H_0 =1э в процессе изотермического разложения γ -FeOOH на воздухе в течение *t*=312 часов в диапазоне температур T_{CRM} = (162–500)°С. В аналогичном по постановке эксперименте, но уже в рамках настоящего исследования химическому намагничиванию была подвергнута и другая лепидокрокитовая фракция (т.е. с изоморфной примесью Mn~1%). Сопоставление полученных данных с результатами работы [2] позволило провести оценку влияния марганца на интенсивность и стабильность *CRM* на разных этапах разложения исследованных природных лепидокрокитов. Так же как и в работе [2] в качестве намагниченностей сравнения использовались идеальная (*ARM*) и парциальная термоостаточная (*pTRM*) намагниченности, созданные на отожженных (312 час. при заданных T_{CRM}) образцах тоже в постоянном поле 1э.

Как следует из проведенного анализа экспериментальных данных, характер изменения CRM(t) (рис. 1) в основном аналогичен уже описанному в работах [2, 4], среди же наблюдаемых отличий выявлены следующие:

– зафиксировать процесс возникновения химической остаточной намагниченности при относительно низких изотермах ($T_{CRM} \leq 200^{\circ}$ С) удалось несколько раньше по времени, что соответствует установленному нами [1] повышению инкубационного периода температурного структурного перехода γ -FeOOH— γ -Fe₂O₃ по мере увеличения содержания Mn в исходном лепидокроките;

– временная и температурная «задержки» в начале спада кривой *CRM*(*t*), регистрируемого в ходе эксперимента только при высокотемпературном ($T_{CRM} \ge 250^{\circ}$ С) разложении γ -FeOOH (отвечающем полиморфному фазовому превращению γ -Fe₂O₃→ α -Fe₂O₃), логично объясняются упомянутыми выше фактами уменьшения длительности и сужения температурного интервала данного перехода с увеличением изовалентного замещения Fe³⁺→Mn³⁺ в кристаллической решетке лепидокрокита;

- более раннее по времени начало локального снижения зависимости *CRM*(t), наблюдаемого лишь в диапазоне промежуточных температур реакции (187-250°С); укажем также и на увеличение длительности и величины этого «провала» в изотермической кривой CRM(t) на данной стадии дегидроксилирования лепидокрокита. Такое «аномальное» снижение CRM(t) интерпретируется нами [5] как следствие процесса частичного самообращения СRM, обусловленного магнитостатическим взаимодействием маггемитовых фаз с существенно различающимися температурами Кюри предположительно вследствие различного содержания остаточных гидроксил-ионов (ОН⁻) в их кристаллической решетке. Поэтому зафиксированные различия в параметрах «аномального» поведения CRM(t) с изменением изоморфного замещения $Fe^{3+} \rightarrow Mn^{3+}$ в элементарной ячейке лепидокрокитовой фракции, скорее всего, можно отнести за счет уменьшения скорости удаления структурных гидроксильных групп (из-за большей энергии связи Mn–O относительно Fe–O [6]), что, в конечном счете, снижает скорость образования маггемита с температурами блокирования, превышающими T_{CRM} . В этом случае величина «провала» на изотермических кривых CRM(t) будет зависеть от количественного соотношения взаимодействующих фаз, временные интервалы магнитного блокирования которых различаются;

– для образцов, содержащих Mn~2% в структуре исходной лепидокрокитовой фракции, динамику полевого ($H_{CRM} = 1 \div 10$ э) подавления локального снижения зависимости CRM(t) в ходе изотермической реакции при 187 и 200°С иллюстрирует рис. 2. Из вставки данного рисунка видно, что с ростом намагничивающего поля величина «аномального» спада CRM(t) уменьшается почти линейно, что позволяет говорить о полном подавлении этого эффекта в полях $H_{CRM} > 10.23$. Поведение кривых CRM(t) в таком случае уже контролируется поведением спонтанной намагниченности образца;

– во всем исследованном температурном и временном интервалах дегидратации γ-FeOOH образцы с меньшим содержанием Mn в структуре исходного лепидокрокита характеризуются большей величиной *CRM*(*T_{CRM}*) продуктов реакции.



Рис. 1. Изменение *CRM* от времени (логарифмическая шкала) изотермической дегидратации природного лепидокрокита (Mn =1%) при разных температурах T_{CRM} реакции.

Таким образом, можно заключить, что увеличение концентрации марганца с 1 до 2% в кристаллической решетке природного лепидокрокита качественно не изменяет характер химического намагничивания продуктов дегидратации данной оксигидроокиси железа в изотермических условиях. При этом временно́е поведение химической остаточной намагниченности отражает кинетику фазовых переходов и особенности характера магнитного межфазового взаимодействия. Однако обнаруженное с увеличением степени замещения $Fe^{3+} \rightarrow Mn^{3+}$ заметное уменьшение локального снижения величины CRM(t) в ходе реакции в температурном диапазоне (187–250)°С указывает на возможность исчезновения данного эффекта при более высоком содержании примеси Mn в структуре лепидокрокита. Этот вопрос, несомненно, заслуживает дополнительного исследования.



Рис. 2. Подавление эффекта локального снижения CRM(t) в постоянных магнитных полях $H_{CRM} = (1\div10 \text{ з})$ в ходе изотермической дегидратации природной лепидокрокитовой (Mn=2%) фракции на воздухе при 187°С и 200°С.

Сравнение при комнатной температуре (T_0) свойств (величины и устойчивости к действию переменного магнитного поля (\tilde{H})) *CRM* с соответствующими характеристиками образующихся в том же постоянном поле (1э) других видов остаточной намагниченности (*pTRM* и *ARM*) продуктов дегидратации γ -FeOOH и сопоставление их с результатами опять-таки работы [2] позволило выявить следующие закономерности:

– увеличение содержания Mn в исходном соединении приводит к снижению $CRM(T_0)$, $ARM(T_0)$ и $pTRM(T_0)$ новообразований, при этом после 312-часовой реакции дегидратации во всем исследованном температурном интервале (162–500°С) всегда по величине $CRM(T_0) > ARM(T_0) > pTRM(T_0)$;

– повышение концентрации замещающих ионов Mn обусловливает рост магнитной стабильности как *CRM*, так и *ARM*, *pTRM*, причем независимо от содержания Mn (1% или 2%) их устойчивость к воздействию \tilde{H} последовательно повышается на стадии превращения лепидокрокита в гематит, что, очевидно, отражает факт образования более «жесткого» в магнитном отношении соединения;

– медианные переменные магнитные поля (H_m) разрушения данных видов остаточной намагниченности соотносятся как $\widetilde{H}_m(CRM(T_0)) > \widetilde{H}_m(pTRM(T_0))$ при дегидратации γ -FeOOH (Mn~1%) до 350°С (против 310°С при Mn~2% [2]) и $\widetilde{H}_m(CRM(T_0)) < \widetilde{H}_m(pTRM(T_0))$ после более высоких температур реакции, причем на всех этапах дегидратации величина $\widetilde{H}_m(ARM(T_0))$ всегда превышает значения $\widetilde{H}_m(CRM(T_0))$ и $\widetilde{H}_m(pTRM(T_0))$, что согласуется с результатами предыдущего исследования [2].

Наконец, укажем, что изменение концентрации марганца с 1 до 2% в кристаллической решетке природного лепидокрокита не приводит к отклонению вектора химической остаточной намагниченности, не смотря на то, что в ходе реакции дегидратации образуются разные магнитные системы: на всем изученном *T*,*t*-интервале фазовых переходов γ -FeOOH $\rightarrow\gamma$ -Fe₂O₃ $\rightarrow\alpha$ -Fe₂O₃ образующаяся *CRM* отражает направление только внешнего намагничивающего поля H_0 .

Авторы пользуются случаем выразить глубокую благодарность проф. Э.М. Спиридонову (МГУ) за предоставленные образцы природных Мп-содержащих лепидокрокитов. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 09-05-00471

- 1. Гапеев А.К., Грибов С.К., Долотов А.В. Кинетика температурных фазовых превращений природных лепидокрокитов // Геофизические исследования. 2010. Т. 11. № 2. С 5-26.
- Гапеев А.К., Грибов С.К. Особенности химического намагничивания при фазовых превращениях природного ү–FeOOH в изотермических условиях / Сб. "Физикохимические и петрофизические исследования в науках о Земле". Материала конференции. М. 2008. С. 71-75.
- 3. Гапеев А.К., Грибов С.К., Долотов А.В. Влияние марганца на кинетику термического разложения природных лепидокрокитов / "Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент". Тезисы семинара. Борок. 2009. С. 12-13.
- Gendler T.S., Shcherbakov V.P., Dekkers M.J., Gapeev A.K., Gribov S.K., McClelland E. The lepidocrocite-maghemite-haematite chain – I. Acquisition of chemical remanent magnetization by maghemite, its magnetic properties and thermal stability // Geophys. J. Int. 2005. V. 160. P. 815-832.
- 5. Грибов С.К., Долотов А.В. К вопросу о природе эффекта аномального поведения химической остаточной намагниченности в ходе изотермической дегидратации лепидокро-

кита на воздухе / Сб. "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле". Материала конференции. М. 2011. С. 85-89.

6. Luo Y.-R. Comprehensive handbook of chemical bond energies. CRC Press. 2007. 1655 p.

ВЛИЯНИЕ ПРОВОДЯЩЕЙ МАНТИИ НА НАБЛЮДАЕМЫЕ ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ ГМПЗ

И.М. Демина, Т.Ю. Королева

СПбФ ИЗМИРАН, Санкт-Петербург (dim@izmiran.spb.ru)

Веедение Влияние проводящих свойств мантии на наблюдаемые на поверхности Земли изменения магнитного поля рассматривались многими авторами. Так, в модели Рикитаки изменение проводимости с глубиной имело вид ступеньки. Брагинский и Фишман рассматривали модель электропроводности, сосредоточенной в тонком слое вблизи границы ядро-мантия. Кроме того, исследовались промежуточные модели: несколько слоев с разной проводимостью и радиально изменяющаяся проводимость. Для получения оценок проводимости мантии использовались, в том числе, и данные о вековых вариациях геомагнитного поля. В работе [1] рассматривалась пространственная структура 60-летней вариации. На основе данных магнитных обсерваторий, расположенных на разной широте, была получена оценка проводимости σ =90См/м. В работе Калугина и Ротановой [2], которые также рассматривали распределение амплитуд и фаз 60-летних вариаций, значение проводимости вблизи границы ядро-мантия оценены как 900-2800 См/м. Для средних значений проводимости в рамках однослойной модели были получены оценки 150-200 См/м [3].

<u>Постановка задачи</u> В данной работе при моделировании мы использовали несколько наиболее вероятных значений проводимости мантии в диапазоне σ =100-600См/м. В качестве источника нами был принят неподвижный радиальный диполь, расположенный на границе ядро-мантия. Магнитный момент M(t) этого диполя изменяется по синусоидальному закону относительно некоторого среднего значения M_{cp} с амплитудой M_a $M(t) = M_a \cos(2\pi/T \bullet t) + M_{cp}$.

Поле такого источника, наблюдаемое на поверхности Земли, вследствие влияния проводимости мантии будет отличаться от вычисленного по обычному закону геометрического убывания. Следуя работе [Головков и др., 1971], будем использовать выражения для компонент поля в сферической системе координат для непроводящей среды:

$$H_{nr} = (n+1)\rho^{-n-2}i_n P_n(\cos\theta), \quad H_{n\theta} = -\rho^{-n-2}i_n \frac{\partial P_n(\cos\theta)}{\partial\theta}, \quad H_{n\phi} = 0,$$

где $\rho = \frac{r}{R} > 1$

и для проводящей среды:

$$H_{nr} = -(n+1)n\rho^{-1}f_n(\rho,p)P_n(\cos\theta), \quad \theta H_{n\theta} = \frac{-\rho^{-1}\partial[\rho \cdot f_n(\rho,p)]}{\partial\rho}\frac{\partial P(\cos\theta)}{\partial\theta}, H_{n\phi} = 0, \rho < 1$$

где

тогда

17

$$f_{n} = \rho^{-1/2} C_{n} I_{n+\frac{1}{2}}(kR\rho), \quad 0 < \rho < \frac{1}{2}$$

$$f_{n} = \rho^{-1/2} A_{n} I_{n+\frac{1}{2}}(kR\rho) + B_{n} K_{n+\frac{1}{2}}(kR\rho), \quad \frac{1}{2} < \rho < 1$$

$$I_{n+\frac{1}{2}}(kR\rho) \quad M$$

 $K_{n+\frac{1}{2}}(kR\rho)$ - модифицированные функции Бесселя; $k^2 = 4\pi\mu\sigma p$, p – временной оператор, R – радиус проводящей части; граница ядро-мантия предполагается при $\rho = 1/2$. Коэффициенты C_n, A_n, B_n определяются из граничных условий,

$$i_{n} = \frac{M \cdot R^{-3} \sqrt{2} (2n+1)n}{x \sqrt{i}} \frac{I_{n+\frac{1}{2}}(x \sqrt{i})}{I_{n-\frac{1}{2}}(2x \sqrt{i})}, \quad x = \sqrt{2} \pi R \sqrt{\frac{\sigma}{T}} \quad (1)$$

<u>Метод исследования и полученные результаты</u> Поле источника вычислялось на поверхности Земли при разных значениях проводимости мантии, величины магнитного момента, а также амплитуды и частоты его изменения. Для каждого набора параметров было вычислено пространственное распределение компонент поля диполя на поверхности Земли в интервале времен $t \in [0,1.3T]$, с шагом не менее 60-ти точек на период. Затем для каждого момента времени решалась обратная задача. Оценки параметров диполя рассчитывались по методике, разработанной нами ранее для определения параметров источников, аппроксимирующих главное магнитное поле Земли (ГМПЗ) [4]. Для величины магнитного момента были получены временные зависимости $\widetilde{M}(t)$, которым, с небольшими отклонениями, можно было сопоставить гармоническое колебание. Для них определялись период, амплитуда и фаза. Значимость отклонений от синусоидальности возрастала с уменьшением периода и увеличением проводимости

сти, что определило порог наших вычислений и фактически порог тех периодов колебаний параметров диполя на границе ядро-мантия, которые при данной проводимости еще могут восприниматься на поверхности Земли как гармонические.

Если рассматривать проводящую мантию как некий фильтр, то можно построить амплитудную $\tilde{M}_a(T)/M_a(T)$ и фазовую φ_M характеристики этого фильтра для разных значений проводимости мантии. Результаты показаны на рис.1. Периоды меньшие 120 лет вынесены во врезку. Видно, что при значениях проводимости 100-200 См/м амплитуда колебаний заметно убывает для периодов, меньших 250-ти лет. С ростом проводимости этот порог смещается в сторону больших периодов. Аналогичный результат получен для сдвига по фазе. Причем, можно видеть, что при некотором соотношении периода и проводимости этот сдвиг по фазе превышает 2π .

Оценка средней проводимости мантии Нами было проведено сравнение двух процессов: флуктуаций скорости вращения Земли (ФСВЗ) и изменения величины магнитного момента источника, определяющего дипольную составляющую ГМПЗ, везде далее главного диполя (ММГД). Методика получения параметров главного диполя описана в [4].



Для начала была вычислена взаимная корреляционная функция этих временных рядов. Результат показан на рис.2. Можно видеть сдвиг по фазе примерно в 30 лет (изменение величины ММГД отстает от ФСВЗ). Мы провели гармонический анализ сравниваемых временных рядов методом аппроксимации. В результате были получены схожие по периодам гармонические составляющие. Параметры гармоник приведены в таблице 1. Сдвиг примерно в 30 лет для периода 68 лет соответствует той разнице фаз, которая получена для соответствующих гармонических составляющих. На этом основании мы предположили, что реально
оба анализируемых процесса происходят практически синхронно, а наблюдаемый на поверхности Земли фазовый сдвиг изменения величины ММГД обусловлен влиянием проводящей мантии. В этом случае значения фазовых сдвигов гармонических составляющих величины ММГД и ФСВЗ с близкими периодами можно использовать для получения оценки средней проводимости мантии.



Рис. 2. Нормированная кросскорреляционная функция ФСВЗ и изменения величины ММГД.

Таблица 1. Параметры гармоник, выделенных для временных рядов изменения величины ММГД и ФСВЗ.

	Τ,	М,	φ ₀ ,		Τ,	Ω,	Φ ₀ , рад
	Го-	$Am^{2} \cdot 10^{23}$	рад		Го-	рад/сек·10 ¹	
	да				да	2	
Магнит-	68	0.0276	1.3	Скорость	68	0.879	3.9
ный	38	0.0087	5.3	Враще-	32	0.42	2.7
Момент	24	0.0039	6.0	ния	22	0.266	3.9

Воспользуемся тем фактом, что согласно формуле (1) амплитудно-фазовая характеристика проводящей мантии определяется отношением периода к проводимости T/σ . Фазовые характеристики, полученные для различных проводимостей (рис.1), можно перестроить как зависимость сдвига по фазе от отношения T/σ . Соответствующая кривая, зависящая только от отношения T/σ , приведена на рис. 3. Анализируя таблицу 1, можно вычислить разность фаз близких по периоду гармонических составляющих. При этом следует учесть, что фазовая характеристика проводящей мантии для небольших периодов характеризуется переходом через 2π . Полученные значения приведены в таблице 2. Теперь на основе зависимости, приведенной на рис.3, можно определить значения T/σ для полученных сдвигов фаз и, зная период, получить оценку проводимости. Соответствующие значения приведены в таблице 2.



Таблица 2. Сдвиг по фазе и оценка проводимости.

Т, года	Δφ ₀ рад	Проводимость, См/м
68	-2.6	295
38	-3.7	287
24	-4.2	233

Полученные для разных периодов значения проводимости близки по величине. По ним можно вычислить среднее значение σ =270±20 См/м. Отчасти разница в полученных значениях вызвана неточным совпадением периодов соответствующих гармонических составляющих и связанной с этим ошибкой определения фазового сдвига. Однако даже в таком грубом приближении полученные значения не противоречат оценкам других авторов. Можно предположить, что ФСВЗ и изменение величины ММГД происходят практически синфазно, а наблюдаемый сдвиг по фазе определяется влиянием проводящей мантии. В этом случае эти два процесса могут представлять собой отклик на некоторое третье внешнее воздействие. В качестве такового можно предположить приливное воздействие. Спектральный анализ приливного воздействия, выполненный в работе [5], позволил выделить максимумы в диапазоне 50-70лет, 32-38 лет и 18-22 года.

Заключение Моделирование в рамках однослойной модели показало, что влияния проводящей мантии приводит к искажению пространственной структуры наблюдаемого на поверхности Земли геомагнитное поля. Для гармонического источника эти искажения увеличиваются с уменьшением периода и наблюдаемые временные изменения становятся близки к шуму и не поддаются аппроксимации гармонической функцией. Построенные амплитудные и фазовые характеристики мантии показали, что мантия оказывает значительное влияние как на амплитуду, так и на фазу гармонического источника, причем это влияние особенно значимо для периодов < 100лет. Это может приводить к тому, что наблюдаемое запаздывание изменений геомагнитного поля по сравнению с изменением других геофизических параметров Земли может быть связано с влиянием проводящей мантии. Так, сравнение временных рядов изменения величины магнитного момента главного диполя и флуктуаций скорости вращения земли выявило сдвиг по фазе примерно в 30 лет.

Проведенный спектральный анализ этих двух временных рядов позволил оценить фазовый сдвиг близких по периодам гармонических составляющих. Полученные результаты хорошо согласуются с построенной фазовой характеристикой. Это позволило получить оценку средней проводимости мантии, которая не противоречит ранее полученным другими авторами.

- 1. Головков В.П., Коломейцева Г.И., Бердичевский М.Н., Ротанова Н.М. Об определении электропроводимости Земли по данным о вековых вариациях геомагнитного поля // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 11. № 6. С. 1127-1129. 1971.
- 2. Калугин В.И., Ротанова Н.М. Проводимость нижней мантии Земли по данным об экранировании сферических гармоник 60-летних вариаций // Геомагнетизм и Аэрономия. Т. 26. № 2. С. 292-298. 1986.
- 3. Головков В.П., Коломейцева Г.И. О простой оценке электропроводимости нижней мантии Земли // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 23. № 5. С. 876-877. 1983.
- 4. Демина И.М., Фарафонова Ю.Г. Дипольная модель главного магнитного поля Земли в XX веке // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 44. № 4. С. 565-570. 2004.
- Black D.E., Hameed S., Peterson L.C. Long-term tidal cycle influences on a Late-Holocene clay mineralogy record from the Cariaco Basin // Earth and Planetary Science Letters. V. 279. P. 139-146. 2009.

ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСТВО И МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

А.Г. Зубов

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

Известно три термоэлектрических эффекта: Зеебека, Пельтье и Томсона. Для объяснения происхождения геомагнитного поля (ГМП) нас может заинтересовать лишь прямой эффект, то есть появление токов при наличии градиента температур. Тогда для рассмотрения остаётся только эффект Зеебека, хорошо известный благодаря массовому использованию термопар. Из этой практики закрепилось традиционное понимание, что для проявления этого эффекта необходимо присутствие двух видов металлов или сплавов (точнее, проводников первого рода), спаянных обычно в двух местах, и наличие градиента температуры между спаями в этой паре. Для сплошных проводящих сред привычную терминологию о парах металлов следует заменить на более общее понятие о химических неоднородностях среды. Первым, кто применил термоэлектрический эффект в своей теории генерации ГМП был американский физик В. Ельзассер [1]. По его теории, благодаря конвекции в жидком ядре и влиянии сил Кориолиса

образуются вихри движущейся проводящей жидкости ядра в плоскостях, ортогональных оси Земли. Эти движения создают температурные градиенты в среде. Для появления неоднородностей вещества он придумал следующее объяснение. При восходящих движениях вещества в вихрях из-за изменения гидростатического давления могут происходить фазовые превращения этого вещества, создающие необходимые неоднородности термоэлектрических свойств. По его представлениям термомагнитный эффект должен вызвать токи, совпадающие по направлению с движением вещества в вихрях. И значит, создавать магнитный момент, ортогональный плоскости вихря, то есть примерно параллельно оси Земли. Эльзассер подсчитал, что даже при термических неоднородностях порядка 10° образуемые термотоки достаточны для образования магнитного момента, близкого современному ГМП. Поскольку силы Кориолиса могут формировать вихри только одной ориентации, при всей привлекательности, эта теория не может объяснить инверсии ГМП. Что касается гипотетических фазовых превращений конвектирующего вещества, вместо этого проше обойтись известной теперь зависимостью термоэлектрических параметров от гидростатического давления в однофазном веществе, о чём пойдёт речь ниже.

В предлагаемом здесь представлении не ставится задача об объяснении генерации глобального ГМП, хотя может быть при определённых комбинациях конвективных ячеек это и возможно. Более логично, что конвективные ячейки посредством создаваемого в них термоэлектричества могут формировать или всю недипольную компоненту ГМП или ослабленную её основу (как затравку для дальнейшего усиления), поскольку конвективные ячейки и недипольное поле близки по масштабу пространственных особенностей. Существуют немало теорий, в т.ч. варианты наиболее сейчас популярной теории геомагнитного динамо, в которых получается усиление исходных слабых полей. Но причина появления этих слабых первичных полей в них не объясняется и их требуется откуда-то взять.

Вариант с химической или фазовой неоднородностью Согласно общепринятой классификации К. Буллена [2], ядро делится на зоны Е, F и G, то есть на внешнее жидкое ядро, переходный слой и внутреннее твёрдое ядро. Признаётся возможность и более тонкой стратификации слоёв по химическому и фазовому составу. Подойдёт для работы термоэлектрического механизма также и плавное изменение химического состава по высоте, если оно имеется. Итак, даже с тремя признанными зонами неоднородность вещества по вертикали имеет место. Известно, что даже небольшие примеси в металлах могут существенно менять их термоэлектрические свойства.

В эффекте Зеебека градиент температуры ортогонален скачку (в непрерывном варианте, градиенту) неоднородности вещества, так можно интерпретировать наличие спаянной пары металлов. Привычно считать, что иначе получить термоэлектричество нельзя. Если мы рассматриваем ожидаемую вертикальную стратификацию вещества по составу, нужно найти возможность появления горизонтальной компоненты градиента температуры. Эта возможность может реализоваться через конвективные потоки, содержащие более горячее (поднимающееся) или более холодное (опускающееся) вещество. Это могут быть и отдельные «капли» и непрерывные потоки.

Некоторый инородный объём вещества с иной, чем окружающая среда, температурой, попавший в точку наблюдения в результате конвекции, как носитель избытка или недостатка теплоты будет создавать от себя или к себе тепловые потоки. Появится температурный градиент, направленный от него или к нему. Этот градиент будет создавать в среде стороннюю силу, вызывающую появление электрического тока: $E^{cmp} = \alpha gradT$. Коэффициент α называют удельной термоэлектродвижущей силой, и зависит он от температуры и свойств среды. Если среда химически неоднородна, будем предполагать, что это приводит к соответствующей неоднородности α .

Рассмотрим самый простой случай — появление горячей капли на границе слоёв разного состава. Для простоты картины представим, что теплопроводность в слоях одинакова и тогда тепловые потоки будут одинаковы по всем направлениям, а изотермы, да и изоповерхности градиента температуры будут представлять сферы с общим центром. А вот изоповерхностями величин E^{cmp} будут пары полусфер с разным радиусом в каждом слое среды (рис. 1а). В этом случае легко найти замкнутые контуры с несбалансированной электродвижущей силой термического происхождения (ТЭДС, рис. 1b) [3]:

Если учесть слабую зависимость $\alpha = \alpha(T)$ в относительно небольшом диапазоне ΔT , получим:



Рис. 1. Случай попадания горячей капли на границу раздела сред с разным химическим или фазовым составом: а) вертикальный разрез изоповерхностей сторонних сил от термоэффекта, b) пример контура несбалансированной ТЭДС, c) линии тока от термоэлектрического эффекта.

Можно полагать, что реально линии плотности токов с учётом кулоновского поля, будут выглядеть примерно так как на рис. 1с. Они будут создавать тороидальную структуру магнитного поля с вертикальной осью симметрии. Это магнитное поле будет сосредоточено вблизи границы раздела слоёв по вертикали, а по горизонтали с затуханием до пределов распространения градиентов теплового потока. На поверхности Земли это поле проявляться не будет. Но это поле может рассматриваться как затравочное при анализе других возможных механизмов генерации.

Рассмотрим теперь появление двух капель, одинаково горячей и холодной, на границе раздела слоёв A и B. Такая конструкция даст свою картину тепловых потоков. Пусть процесс теплопередачи пришёл в стационарный режим. Основные события будут происходить в пространстве между каплями, поскольку здесь область повышенных градиентов температур. В любом контуре, проведённом из L в R по одной из линий grad T (рис. 2а), ТЭДС будет зависеть только от общего для всех диапазона температур и α данной среды. Посмотрим для слоя A:

$$\mathscr{E}_{T} = \int_{L}^{R} \alpha_{A}(T) \frac{dT}{dl} dl = \int_{L}^{R} \alpha_{A}(T) dT$$

То же будет для контуров в слое В. А в целом по любому замкнутому контуру ТЭДС между L и R будет как в (1), и будет зависеть только от диапазона температур и разности термоэлектрических свойств сверху и снизу, но не от расстояния между каплями. Как и в предыдущем случае, различие термоэлектрических свойств верхнего и нижнего полупространств опять приведёт к появлению замкнутых потоков электричества — вихря. В одном полупространстве будут течь токи от L к R, в другом — в обратном направлении (рис. 2b). Каждой линии тока сверху найдётся симметричная относительно плоскости раздела нижняя линия тока. Результирующее магнитное поле будет обладать такой же симметрией. А всё занятое токами пространство создаст общий магнитный момент, лежащий в плоскости раздела и перпендикулярный линии LR. На поверхности Земли хорошим приближением для описания получающегося в результате магнитного поля может служить горизонтальный магнитный диполь, расположенный примерно (в зависимости от температурной симметрии картины) посередине между каплями и направленный перпендикулярно линии, соединяющей капли.

Это самая простая термоэлектрическая модель генерации поля вековых вариаций. В обоих рассмотренных случаях капли можно заменить разнотемпературными колоннами поднимающегося и опускающегося вещества, которые будут моделировать в данном случае элементы конвективных ячеек. Картина качественно будет такая же, поскольку все термоэлектрические явления привязаны к границе раздела. Несколько больше изменится структура токов и полей, если вместо чёткой границы со скачком химического состава установить среду с непрерывным однонаправленным изменением химических свойств, но магнитный момент среды будет ориентирован и расположен так же.

Вариант с однородным веществом Ещё в 19 веке было теоретически доказано, что в однородном проводнике первого рода не может возникать термоэлектричество. При этом подразумевалось, что термоэлектрические свойства вещества зависят только от химического состава. Практика массового использования термопар показала, что на термоэлектрические свойства вещества влияет также кристаллическая структура, давление и воздействующее магнитное поле. Оставаясь химически однородными, проводники всё же могут генерировать термоэлектричество в температурном поле.



Рис 2. Случай прохождения горячей и холодной капель через границу раздела сред: а) линии температурных градиентов, b) линии тока.

Это можно проверить несложными опытами. Для этого нужно лишь иметь достаточно чувствительный магнитометр. Автор этих строк с помощью феррозондового магнитометра обнаруживал изменение магнитного поля до 30 гамм ортогонально плоскости кольца в центре литого кольца из немагнитного алюминиевого сплава размером 18 см при нагревании края кольца пламенем «сухого горючего». Поле продолжает определяться и после прекращения нагрева, но постепенно спадает до нуля при остывании. Точечные нагревы кольца в других частях приводит к появлению разного по величине магнитного поля (а значит и тока в рамке) в том или ином направлении. Правда, этот эксперимент не доказывает на 100% термоэлектричесий эффект в однородном материале, поскольку однородность его подтверждена только визуально. Этому доказательству противопоставляется мысль, что можно было бы ожидать такой же результат для химически неоднородного кольца, если расплав при литье был плохо перемешан.

Эксперименты с нагревом краёв немагнитных проводящих тел разной формы и состава (алюминиевые сплавы, медь, свинец) в области чувствительности астатического магнитометра показали, что все тела дают магнитные поля, причина появления и структура которых однозначно объясняются термоэлектрическим эффектом. Опыты с телами плоской формы (диск, квадрат) позволяют говорить об анизотропии термоэлектрических свойств, связанной, скорей всего, с технологической обработкой исходных листов металла, а не с химической неоднородностью. Действительно, точечные нагревы таких тел дают центральносимметричную диаграмму отклика магнитометра (рис. 3 а и b). Такой результат хорошо объясняется тем, что в испытуемом плоском теле существует направление, по которому α максимальна, а по другому минимальна (рис. 3с). Тогда вблизи от места нагрева О, где градиенты температуры максимальны, по линии ОА ТЭДС окажется больше, чем по OB. В области замыкания контура

правления линий и, соответственно, α меняются, но там градиенты маленькие и их вклад в ТЭДС тоже мал. В результате в контуре определяющей будет ТЭДС участка ОА, которая и задаст направление тока во всём контуре. Стоит обратить внимание, что термоэлектрический эффект максимален тогда, когда ось α_{max} идёт примерно под 45° по отношению к границе тела. В ортогональном и параллельном случае хода оси α_{max} термоэлектрический эффект нулевой из-за симметрии правого и левого обходов по контурам.



Рис. 3. Диаграммы величин возникающих магнитных моментов как проявление термоэлектричества в плоских однородных проводниках при краевом точечном нагреве по секторам: а) алюминиевый диск, b) медный квадрат. Нулевой уровень на среднем расстоянии радиус-вектора. С - термоэлектричество в анизотропном проводящем теле (косые линии – направление максимальной α), ОАВО – контур с результирующей ТЭДС.

Анизотропию свойств можно объяснить либо небольшой премущественной ориентацией микрокристаллов металла, либо остаточными напряжениями из-за технологических деформаций в результате проката листов. Анизотропию термоэлектрических свойств кристаллов впервые обнаружил П. Бриджмен [4]. Правда, это было выявлено по проявлению эффекта Пельтье, но физическая основа у прямого и обратного эффектов общая. О влиянии давления на термоэлектрические свойства проводников тоже давно известно. Даже были попытки ввести термин «термопара давления» [5], в которой вместо разных металлов используется один, но одна из ветвей цепи находится под сильным давлением.

Анизотропия термоэлектрических свойств, как свойство твёрдого тела, может проявиться только во внутреннем ядре. Однако пока нельзя высказать каких-либо соображений о её происхождении и направлении главных осей. Хотя в этом проявлении термоэлектричества есть определённое преимущество. Для появления относительно большой дипольной компоненты магнитного поля не нужно наличие холодной и горячей точек, а достаточно краевого нагрева в одной точке. Однако привязка эффекта к свойствам твёрдого вещества ядра затрудняет объяснение динамики процессов в ГМП.

Во внешнем жидком ядре, даже если оно химически однородно, может вырабатываться термоэлектричество из-за вертикальной неоднородности α , вызванной её зависимостью от гидростатического давления. Не обязательно, как у Ельзассера, предполагать фазовые переходы вещества, достаточно и непрерывной зависимости $\alpha(p)$, то есть непрерывных изменений этого параметра по вертикали. Картина генерируемого при этом магнитного поля будет такой же как в случае равномерных изменений химических свойств по вертикали. Как мы определили ранее, в наиболее простой конструкции термоэлектрического генератора необходимо присутствие компактной пары: источник и поглотитель тепла. Это может обеспечиваться горячими восходящими и холодными нисходящими потоками.

Вариант появления термоэлектричества за счёт изменений α сильным магнитным полем рассматриваться не будет, поскольку придётся анализировать относительно слабые магнитные поля термоэлектрического происхождения на фоне требуемых для этого сильных тороидальных магнитных полей, сгенерированных другими более мощными природными механизмами.

Очень важно при решении обратных геофизических задач задать хоть какиенибудь параметры предполагаемых источников поля, исходя из каких-то других соображений. В наиболее известном представлении Кокса [6] недипольное поле моделируется вертикальными диполями на поверхности внешнего ядра. Если моделировать вековые вариации дрейфом таких компонент, то форма сигнала должна получаться симметричной по вертикали. На практике петли вариаций часто оказываются наклонно вытянутыми. Чтобы варьировалась такая особенность сигнала как направление вытянутости петли, явно не хватает ещё одной степени свободы для источников. В нашей модели ориентация источников совершенно иная — во всех рассмотренных случаях сгенерированное магнитное поле должно содержать наиболее сильную дипольную компоненту, направленную горизонтально. Горизонтальная компонента имеет такую дополнительную степень свободы в горизонтальной плоскости. Если координаты и направление таких диполей будет вычислено при анализе наблюдённого на поверхности или над поверхностью Земли ГМП, можно будет попробовать представить примерное положение горячих и холодных потоков во внешнем ядре.

- 1. W. Elsasser. On the origin of the Earth's magnetic field / Phys. Rev., 1939, vol. 55, N 5, p. 489-498
- 2. K.E. Bullen. Physical propeties of the Earth's core / Ann. Geophys., 1955, vol. 2, N 1, p. 53-64
- 3. Б.М. Яворский, А.А. Детлаф, А.К. Лебедев. Справочник по физике для инженеров и студентов ВУЗов. 8-е издание. М.: «Оникс», «Мир и образование», 2006. 1056 с.
- 4. *Н.В. Кашин.* Курс общей физики. Т.2. Электричество и магнетизм. М.: Высшая школа, 1962. § 49
- 5. Е.А. Штрауф. Курс физики. Т. 2. Электричество и магнетизм. Л.:Судпромиздат, 1963. Р-л «Механизм электропроводности», § 9.
- 6. A. Cox. Geomagnetic reversals / Science, 1969, v. 163, p. 237-245.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ПОЛЮСЫ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА

А.Ю. Казанский^{1,2}, В.В. Благовидов², Д.В. Метелкин^{1,2}

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск ²Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Проведено палеомагнитное изучение вулканогенных пород Сыдо-Ербинской впадины из осадочно-вулканогенных отложений, формировавшихся в нижнем - среднем (?) девоне на разных этапах провальной стадии рифтогенеза Минусинского прогиба. Образцы (8 точек отбора, 87 образцов) отобраны в береговых обнажениях Красноярского водохранилища из базальтовых порфиритов, приуроченных к сыдинской, мигнинской и перевозной свитам. Два участка отбора на левом берегу (Лагерный и Усть-Коксинский заливы) приурочены к южному борту Сыдо-Ербинской впадины, а два участка на правом берегу расположены на северном борту впадины р районе п.Байкалово. Для порфиритов из обнажения в Усть-Коксинском заливе получены две 40 Ar/³⁸Ar даты - 405 ± 3 и 385 ± 4 млн.лет. [1].

Все образцы прошли ступенчатое терморазмагничивание до 700 C° (10-12 ступеней) с использованием оборудования Палеомагнитного центра ИНГГ СО РАН: экранированной печи конструкции В.П.Апарина и криогенного магнитометра 2G Entsrprises. Эксперименты проводились в комнате «магнитного вакуума» с внутренним полем менее 250 нТл. В результате терморазмагничивания были выявлены три группы образцов с различным поведением компонентов намагниченности в процессе нагревов. Эти группы также дифференцируются по скалярным магнитным параметрам. Наиболее стабильным является компонент с крутым отрицательным наклонением, выделенный в трех точках опробования. Все эти образцы характеризуются более высокими значениями магнитной восприимчивости, естественной остаточной намагниченности. Повышенные значения частотной зависимости магнитной восприимчивости (5-10%) свидетельствуют о присутствии большого количества мелких магнитных зерен по размерам близким к границе ферромагнетизм/суперпарамагнетизм. Судя по кривой разрушения намагниченности в процессе нагрева, носителем характеристического компонента является мелкозернистый гематит (спад намагниченности начинается выше 600-630°C, направление намагниченности в процессе нагрева практически не меняется). Палеомагнитная надежность полученных направлений доказана тестом складки для средних направлений по точкам отбора. Направления характеристической намагниченности внутри точек отбора группируются очень кучно, тогда как между точками разброс средних направлений весьма значительный. (Табл.1).

Таблица 1. Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов девонских объектов Минусинской впадины. a95- 95% доверительный интервал для среднего направления: Dp.Dm - полуоси овала доверия для палеомагнитного полюса.

	- , ,			F F *					
Объект	Свита	Число	Склоне-	Накло-	a95,°	Широта	Долгота	Dp,°	Dm,°
		образцов	ние,°	нение,°		полю-	полюса,°		
						ca,°			
точка 5	сыдинская	10	322,0	-62,5	3,2	13,3	118,5	3,9	5,0
точка 6	сыдинская	10	310,9	-48,5	2,6	3,8	132,7	2,2	3,4
точка 7	сыдинская	10	312,2	-54,4	3,9	8,2	129,2	3,9	5,5
точка 9	сыдинская	12	289,3	-58,3	8,0	21,1	143,1	8,8	11,8
точка 11	мингинская /перевозная	4	229,7	-67,7	10,2	60,2	167,9	14,2	17,0
точка 12	мингинская /перевозная	12	345,5	-71,9	2,6	22,0	99,8	4,0	4,6
точка 13	мингинская /перевозная	11	333,3	-68,2	4,3	18,2	108,5	6,1	7,2
точка 14	сыдинская	11	322,9	-50,4	8,9	1,4	122,4	8,0	11,9

Положения пяти из восьми палеомагнитных полюсов (точки 6, 7, 9, 11, 14) в целом согласуются с траекторией кажущегося движения полюса Сибирского кратона (ТКДП) для девонского интервала по версии [2]. Три (точки 5, 12, 13) к альтернативной ТКДП Сибирского кратона для девонского интервала по версии [3]. Наиболее интересным представляется тот факт, что палеомагнитные полюса с наименьшими доверительными интервалами (точки 5, 6, 7, 12, 13) образуют вполне закономерный тренд от девонского фрагмента ТКДП [2] к девонскому фрагменту ТКДП [3], при этом доверительные интервалы этих полюсов практически не пересекаются (рис. 1). Это первый случай совместного нахождения палеомагнитных полюсов, отвечающих различным версиям девонского интервала ТКДП в пределах одного геологического объекта. Такой нетривиальный результат показывает, что положение полюса для Сибири для девонского интервала до сих пор остается неопределенным. Закономерное перемещение палеомагнитных полюсов, превышающее доверительные интервалы их определения, может иметь как геофизические (нестационарный характер магнитного поля в девоне), так и тектонические (сдвиговые перемещения фрагментов складчатого обрамления Сибирского кратона) причины.

Исследования выполнены в рамках Программы ОНЗ №7, Проект 2.3.



Рис. 1. Тренд палеомагнитных полюсов нижнего девона в стравнении с различными версиями ТКДП Сибирского кратона. (цифры полюсов соотвествуют номерам точек в табл. 1).

- 1. *Fedoseev G.S.* The role of mafic magmatism in age specification of Devonian continental trough deposits: evidence from the Minusa Basin, western Siberia, Russia.
- 2. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М., ОИФЗ РАН, 1995, 298
- Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Palaeozoic palaeomagnetic data for the Siberian Platform: From Rodinia to Pangea // Earth Sci. Rev., 1998, v.43. p.1-24.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ КАЧИНСКОГО ПОДНЯТИЯ ГОРНОГО КРЫМА (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)

А.А. Корнейко, Р.В. Веселовский

МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва worldofnastasiya@mail.ru

Введение Геологическая история и, в особенности, тектоническая эволюция территории современного Горного Крыма до сих пор остаются предметом жарких дискуссий. В настоящее время всё большую популярность приобретает складчато-надвиговая модель формирования горного сооружения Крыма, описанная, например, в работе В.В.Юдина [4]. При разработке этой модели важную роль играют результаты палеомагнитных исследований, которые позволяют количественно судить о масштабах горизонтальных перемещений отдельных тектонических блоков (террейнов) современного Крыма и, как следствие, оценивать амплитуду надвиговых смещений. Следует заметить, что в мировой практике палеомагнитный метод уже давно широко и успешно используется при исследовании тектонической истории и построении палеотектонических реконструкций складчато-надвиговых и сдвиговых областей.

История палеомагнитных исследований магматических и осадочных комплексов Горного Крыма насчитывает уже более четырёх десятков лет, однако на сегодняшний день обращает на себя внимание отсутствие чётко разработанной схемы палеомагнитной изученности Крыма, не существует базы палеомагнитных определений. Поэтому использование палеомагнитных данных для построения палеотектонических реконструкций Крыма резко ограничено. В работах Д.М.Печерского с соавторами [1, 2] представлены результаты детальных исследований магматических и осадочных образований Горного Крыма, однако они, в большей степени, посвящены объектам, расположенным вдоль южного берега Крыма. В результате этих работ было установлено, что в тектонической эволюции Крыма со средней юры до раннего мела значительную роль играли вращательные движения (до 150 градусов). В то же время в пределах второй гряды Крымских гор широко развиты проявления многофазного интрузивного магматизма – дайки, силлы и штокообразные тела диоритов, внедрённые в толщу триасово-юрских пород и, согласно последним данным (ссылки в [3]), не испытавшие впоследствии существенных деформаций. Палеомагнитные исследования этих объектов носили фрагментарный характер [5, 6], хотя надёжные палеомагнитные данные по ним могут иметь важное значение для разработки новых или обоснования существующих моделей тектонической истории Крымского полуострова.

Недавно аспиранткой Утрехтской палеомагнитной лаборатории (Голландия) были опубликованы результаты палеомагнитных исследований [10] среднеюрских лавовых комплексов и более молодых осадочных пород Первой и Второй гряд Крымских гор, также показавшие ведущую роль горизонтальных движений в формировании горноскладчатого сооружения Крыма. Получение новых палеомагнитных определений по магматическим объектам Крыма особенно ценно, учитывая, что формирование магматических образований Крыма могло происходить в существенно разнесённые по времени стадии (с позднего триаса по среднюю юру), о чём свидетельствуют, в том числе, полученные недавно результаты трекового датирования цирконов из мезозойских терригенных комплексов Крыма [3].

Поэтому основной целью настоящего исследования является восстановление тектонической эволюции Горного Крыма на основе имеющихся и новых палеомагнитных данных. В рамках данной работы приведены предварительные результаты палеомагнитных исследований нескольких интрузивных тел, выходы которых расположены в пределах Качинского поднятия Горного Крыма.

Район исследований Летом 2010 г. в ходе рекогносцировочных работ нами был опробован ряд интрузивных тел и, в меньшем количестве, эффузивных пород (туфов и туфопесчаников) байосского возраста: 1) дайка на розовом поле, 2) силл Лебединского, 3) дайка, обнажающаяся в левом борту долины р.Бодрак (N 44°45.192', Е 34°01.217'), 4) диоритовый интрузив на северной окраине с. Соколиное (левый борт долины р.Коккозка) (N 44°33.425', Е 33°57.067'), 5) интрузия микродиоритов в Первомайском карьере на южной окраине с.Счастливое и 6) туфопесчаники в «байосском цирке». Интрузия микродиоритов, вскрытая Первомайским карьером, опробовалась в 8 сайтах (по 2-3 образца), из остальных объектов образцы (по 10-15 штук) отбирались в одном сайте. Обработка палеомагнитной коллекции проводилась по стандартной методике в лабораториях ИФЗ РАН и МГУ с применением детальной температурной магнитной чистки (до 590°С), число шагов которой достигало 17.

Анизотропия магнитной восприимчивости (AMS) Измерение анизотропии магнитной восприимчивости пород изученных объектов производилось нами для получения характеристик магнитной текстуры пород исследованных объектов.

Наиболее интересным объектом оказались туфопесчаники байосского возраста, обнажающиеся в "байосском цирке" (средние элементы залегания АзПд 330, угол 56°). Распределение максимальных и минимальных осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости образцов в географической (современной) системе координат характерно для осадочных пород, однако находящихся в ненарушенном залегании (минимальные оси концентрируются у центра стереограммы, длинные оси субпараллельны её экваториальной плоскости). Соответственно, распрямление складки (отображение результатов измерений в стратиграфической (древней) системе координат) приводит к выполаживанию коротких осей и расположению длинных осей параллельно субвертикальной плоскости. Обращает на себя внимание равенство степени анизотропии всех измеренных образцов, а также уплощённая форма эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости с крайне узким диапазоном изменения параметров формы F (foliation, k1/k2) и L (liniation, k2/k3). На данном этапе исследований мы склонны объяснять полученные результаты измерения AMS образцов среднеюрских туфопесчаников байосского цирка наличием аутигенных ферромагнитных минералов (магнетита?), образовавшихся в породе после их деформации. Однако, этот процесс проходит в нейтральной или слабо восстановительной среде [7] и предполагаемый механизм следует признать маловероятным. Результаты палеомагнитных исследований (см. ниже) подтверждают сделанный вывод об аутигенности магнитных минералов, однако для более надёжной диагностики минералов-носителей намагниченности байосских туфопесчаников необходимы дополнительные исследования.

Результаты измерения анизотропии магнитной восприимчивости образцов из дайки долины р.Бодрак, силла Лебединского и Первомайского карьера демонстрируют распределение длинных осей эллипсоидов в вертикальной или субвертикальной плоскости, что характерно для интрузивных тел и может интерпретироваться как отражение субвертикальной ориентировки магнитных зёрен в результате течения магмы. На стереограмме с результатами измерения AMS образцов диоритов Первомайского карьера отчётливо выделяются две плоскости, параллельно которым ориентируются длинные оси эллипсоидов: субвертикальная, с простиранием СВ-ЮЗ, и полого наклонённая (с наклонением около 30°) 3-В простирания. Учитывая, что образцы, длинные оси эллипсоидов AMS которых ориентированы параллельно пологой плоскости, отобраны из соседних сайтов СВ стенки карьера, можно предположить их принадлежность к разным интрузивным фазам. Таким образом, исследования анизотропии магнитной восприимчивости интрузивных тел Крыма могут быть использованы (при достаточном увеличении объёма выборки) для выяснения особенностей их геологического строения.

<u>Палеомагнетизм</u> Магнитные чистки образцов изученных объектов выявили наличие в них палеомагнитной записи различного качества. Шумной и неинтерпретируемой оказалась запись образцов из дайки левого борта долины р.Бодрак, а также интрузива у села Соколиное.

Естественная остаточная намагниченность большинства образцов является суммой двух компонент намагниченности: низкотемпературной, снимаемой при температурах до 240°C, по-видимому вязкой природы и характеризующейся направлением, близким к направлению современного поля в районе работ, и наиболее стабильной высокотемпературной (120-485°C).

Образцы пород Первомайского карьера, силла Лебединского, дайки и туфопесчаников (в географической системе координат) демонстрируют наличие чёткой высокотемпературной компоненты со склонением близким к "0" и положительным наклонением около 55-60° (рис. 1, 2, табл. 1). Согласно результатам предыдущих исследований [2, 7, 8, 9] аналогичная компонента намагниченности наблюдается в нижнемеловых породах Крыма (где вполне убедительно доказана её первичность), что даёт основания считать её вторичной. Выделение первичной, древней компоненты намагниченности в изученных объектах возможно, вероятно, лишь при проведении нагревов в бескислородной среде или магнитной чистки переменным полем, поскольку в большинстве образцов при их нагревах выше 485°С начинаются минеральные преобразования с образованием новой сильномагнитной фазы, подавляющей полезный сигнал.

Среднее направление высокотемпературной компоненты намагниченности туфопесчаников байосского цирка в географической системе координат совпадает с направлениями интрузива Первомайского карьера, дайки и силла Лебединского, причём в стратиграфической системе координат направление не совпадает ни с одним из известных палеомагнитных направлений Крыма. Этот факт служит дополнительным указанием на метахронную природу намагниченности среднеюрских туфопесчаников.



Рис. 1. Диаграммы Зийдервельда, стереограммы и кривые размагничивания, типичные для изученных образцов. Система координат географическая. Залитые кружки на диаграммах Зийдервельда (стереограммах) обозначают проекции векторов на горизонтальную плоскость (нижнюю полусферу), незакрашенные кружки – проекции векторов на вертикальную плоскость (верхнюю полусферу).

На общем фоне аномально выглядит направление компоненты намагниченности, полученное по четырём образцам дайки, имеющее крутое отрицательное наклонение и СВ склонение. Датирование данной компоненты затруднено, а надёжность её выделения крайне низка. Поэтому на данном этапе исследований данную компоненту решено считать "аутлайером".



Рис. 2. Средние палеомагнитные направления выделенных в изученных объектах высокотемпературных и низкотемпературной (современной) компонент намагниченности. Залитые кружки - проекции векторов на нижнюю полусферу, незакрашенные кружки - проекции векторов на верхнюю полусферу. Вокруг каждого среднего направления нарисован круг доверия с радиусом А95.

Объект	φ, λ	Ν	D	Ι	К	α95
Дайка	44°46.653'	4(R)	49.5	-65.2	63.7	11.6
	33°59.752'	4(N)	359.4	50.5	46.6	13.6
Туфопесчаники	44°47.122'	10	4.6 (гео) 31.2	57.1 (гео)	57.9 (гео)	6.4 (гео)
	33°59.270'	10	(стр)	14.3 (стр) 1	13.8 (стр)	13.5 (стр)
Силл Лебедин-	44°45.191'	6			10 (1.5.5
ского	34°03.053'	6	21.2	64.4	19.6	15.5
Первомайский	44°46'46.7"	20	367	76.4	Q 1	12.2
карьер	34°01'42.0"	20	50.7	70.4	0.1	12.2
	среднее:	(4)	10.7	62.7	38.7	15.0
палеомагнитный	slat = 44.75, slong = 34.0, plat = 82.0, plong = 125.0,					
		dp/dm = 18/24, paleolat = 44.0				

Таблица 1. Палеомагнитные направления и палеомагнитный полюс.

Примечания: φ , λ – широта и долгота места отбора образцов; **N** – количество образцов; **D**, **I** – склонение и наклонение палеомагнитного направления, **K**, **α95** – кучность и радиус круга 95% доверия (параметры статистики Фишера); **slat**, **slong** – средние координаты района работ; **plat**, **plong** – широта и долгота палеомагнитного полюса; **dp/dm** – величины полуосей овала 95% доверия; **paleolat** – палеоширота района работ.

<u>Выводы</u> С учётом крайне низкого уровня статистики, по результатам проведённых исследований можно сделать следующие предварительные выводы: магнетизм байосских туфопесчаников бодракской свиты определяется вторичными магнитными минералами, время образования которых может быть оценено средней юрой-ранним мелом;

ориентировка магнитных минералов в исследованных дайках, выраженная в ориентировке осей эллипсоидов магнитной восприимчивости, косвенно свидетельствует об их ненарушенном залегании;

в большинстве изученных объектов можно выделить компоненты намагниченности, направление которых, однако, существенно отличается от ожидаемого палеомагнитного направления для средней юры;

исходя из близости полученного палеомагнитного полюса к среднеюрскораннемеловому полюсу Крыма [2], мы предполагаем, что изученные магматические тела были перемагничены неким среднеюрско-раннемеловым событием.

Для получения надёжной палеомагнитной информации по средней юре Крыма необходимо проведение масштабных петро- и палеомагнитных исследований.

- 1. Печерский Д.М., Диденко А.Н., Сафонов В.А. и др. Петромагнитная и палеомагнитная характеристика среднеюрского вулканизма Горного Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №3. С. 85-104.
- 2. Печерский Д.М., Сафонов В.А. Палинспастические реконструкции положения Горного Крыма в средней юре раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. №1. С. 96-105.
- 3. Соловьёв А.В., Рогов М.А. Первые трековые датировки цирконов из мезозойских комплексов полуострова Крым // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. №3. С. 74-82.
- 4. Юдин В.В. Новая модель геологического строения Крыма // Природа. 1994. №6.
- Юдин С.В. Палеомагнитные исследования Бодракского субвулканического комплекса Горного Крыма и его геодинамическая интерпретация. В сб. Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Сб. докл. III Межд. конф. «Крым-2001»: Крым, Гурзуф, 17-21 сентября 2001 г. Симф.: Таврия-Плюс. 2001. С. 191-193.
- Юдин С.В. Предварительные результаты палеомагнитных исследований Бодракского субвулканического комплекса Горного Крыма. В сб. Геология Крыма: уч. зап. кафедры исторической геологии. Вып. 2. Под ред. В.В.Аркадьева. – СПб.: НИИЗК СПбГУ. 2002. С. 127-130.
- Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Муттерлоуз Й., Ямпольская О.Б., Пименов М.В., Гаврилов С.С. (2004) Новые данные о стратиграфии баррем - аптских отложений Горного Крыма в связи с обнаружением аналога хрона М0 в разрезе с. Верхоречье // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. № 1. С. 10-20.
- Ямпольская О.Б., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Пименов М.В., Никульшин А.С. (2006) Палеомагнитный разрез нижнего мела юго-западного Крыма // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. № 1. С. 3-15.
- В. В. Аркадьев, М. И. Багаева, А. Ю. Гужиков, А. Г. Маникин, В. А. Перминов, О. Б. Ямпольская. Био- и магнитостратиграфическая характеристика разреза верхнего берриаса «заводская балка» (восточный крым, феодосия) // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2010. Сер. 7. Вып. 2. С. 3-16.
- 10. *Meijers, M.J.M.* (2010) Tethyan evolution of the Black Sea region since the Paleozoic: a paleomagnetic approach // Geologica Ultraiectina, Volume 319. 247 pp.

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОЛИГОЦЕН-НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СКВ. 8 (ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

А.В. Левичева

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск (Levicheva-aleksa@mail.ru)

Представлены результаты исследования палеомагнитной коллекции керна, отобранной из континентальных олигоцен-неогеновых отложений скважины 8 и состоящей из 174 ориентированных "верх-низ" образцов-кубиков. Скважина 8 пробурена в южной краевой части Омской впадины на границе с Северным Казахстаном.

В разрезе скважины олигоцен-неогеновые отложения общей мощностью 110 м, представлены: исилькульской, новомихайловской, журавской (олигоцен), абросимовской, бещеульской, таволжанской, новостаничной (неоген) и краснодубровской (квартер) свитами. В литологическом отношении это, преимущественно, глины, песчаники алевролиты и суглинки.

Ориентированные "верх-низ" образцы для палеомагнитных исследований из скв. 8 отбирались равномерно через 0.5-1-1.5 м пробоотборником А. Бишаева (для 2-сантиметровых кубиков), или в виде штуфов, из которых вручную изготавливались 2-6 ориентированных кубиков с ребром 2 см в плоскости маркировки и по вертикали керна.

Были измерены и проанализированы магнитные и палеомагнитные параметры образцов исследуемой коллекции континентальных олигоцен-неогеновых пород, такие как, магнитная восприимчивость, величина естественной остаточной намагниченности и магнитное наклонение вектора естественной намагниченности. Минералы-носители намагниченности горных пород определены с помощью анализа кривых терморазмагничивания пород и кривых нормального намагничивания. Для снятия кривых нормального намагничивания исследуемых пород использовался электромагнит постоянного тока. Напряженность магнитного поля постепенно увеличивалась начиная от 20 кА/м и до 1088 кА/м. Измерения величины I_г проводились через 40 – 80 кА/м. Магнитные поля напряженностью в 1088 кА/м вполне достаточны, для того, чтобы отличить магнитные минералы-носители намагниченности серии гематит-ильменит, (исилькульская, новомихайловская, журавская, бещеульская, новостаничная свиты) не достигающие насыщения в полях нескольких сотен кА/м, от минералов шпинельной фазы серии магнетит – титаномагнетит, (исилькульская, журавская, таволжанская свиты) намагниченность которых достигает насыщения в магнитных полях нескольких десятков и первых сотен кА/м [1].

Состав естественной остаточной намагниченности установлен, с помощью компонентного анализа естественной остаточной намагниченности. Проинтерпретированы кривые размагничивания переменным магнитным полем и температурой, выделена характеристическая (первичная) компонента намагниченности. На основании последней, построен магнитобиостратиграфический разрез континентальных олигоцен-неогеновых отложений скважины 8. Этот разрез со-

стоит из 12 ортозон, привязанных к палинологическим зонам и палеокарпологическим данным.







Рис. 2. Магнитобиостратиграфический разрез олигоценовых отложений, вскрытых скв. 8 и его сопоставление со шкалой геомагнитной полярности ЗСП [2].

Исилькульская свита характеризуется одной магнитозоной обратной полярности (R_1 is). В новомихайловской свите скв. 8 – три ортозоны (N_1 nm, R_1 nm, N_2 nm). Журавская свита представлена одной обратной ортозоной (R_1 zr). В континентальном неогене в абросимовской и бещеульской свитах скв. 8 выделяется по одной магнитозоне обратной полярности (R_1 ab и R_1 bs). В таволжанской свите скв. 8 выделена одна ортозона прямой полярности – (N_1 tv). Новостаничная свита в скв. 8 характеризуется двумя ортозонами – обратной (R_1 nv) и прямой (N_1 nv) полярности. Самая верхняя часть отложений, вскрытых скв. 8, представлена краснодубровской свитой, имеющей прямую полярность [2].

На основе сопоставления разреза с региональной магнитостратиграфической шкалой сделан вывод о неполноте геологического разреза [2]. В шкале геомагнитной полярности Западно-Сибирской плиты в олигоцене выделено 11 ортозон прямой и обратной полярности, а в разрезе скв. 8 их 6. В шкале геомагнитной полярности неогена Западно-сибирской плиты 17 ортозон, в разрезе скв. – 6. Таким образом, отсутствующие ортозоны в разрезе скв. знаменуют собой размывы или перерывы в осадконакоплении. При сопоставлении палеомагнитного разреза скв. 8 со шкалой полярности кайнозоя Западно-Сибирской плиты [2] в качестве реперных уровней приняты ортозона обратной полярности R_1 is в низах новомихайловской свиты, две ортозоны – в новостаничной свите и ортозона прямой полярности, охватывающая краснодубровскую свиту. Ортозона (R_1 is) через сопоставление со шкалой полярности Западно-Сибирской плиты может быть сопоставлена с хроном C12r шкалы Бергрена [3]. Две ортозоны новостаничной свиты сопоставляются с хронами C3r (~5,9-5,2 млн лет) и C3An этой шкалы (~6,55-5,9 млн лет). Ортозона прямой полярности краснодубровской свиты отождествляется с хроном Брюнес (0,78-0 млн лет).

Длительность перерыва в осадконакоплении между верхним эоценом и нижним олигоценом по комплексным палеомагнитным и палинологическим данным оценивается в 1,8 млн. лет, между нижним и верхним олигоценом, верхним олигоценом и нижним миоценом, нижним и средним миоценом перерыв оценен приблизительно в 0,3-0,5 млн. лет. Средняя скорость осадконакопления составляет 11 мм / 1000 лет.

Работа выполнена в лаборатории естественных геофизических полей, под руководством д. г.-м. н. Гнибиденко З.Н.

- Ржевский Ю.С. О диагностике гематита и маггемита в красноцветных осадочных породах по термомагнитным характеристикам // III Всесоюзный съезд по геомагнетизму. Тез. докл., Киев, АН СССР, 1986, с. 232-233.
- 2. Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм кайнозоя Западно-Сибирской плиты / Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2006. 163 с.
- 3. Berggren W.A., Kent D.V., Swicher C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology Time scale and Global Stratigraphic Correlation/ SEPM Spec. Publ. Oklahoma, USA, 1995. №54. P. 129-212.

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТА, ЛЕДОВОГО РАЗНОСА И МОРСКОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ НА ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ОСАДКОВ КОЛОНКИ SO201-2-85KL (ХРЕБЕТ ШИРШОВА, БЕРИНГОВО МОРЕ)

М.И. Малахов¹, С.А. Горбаренко², Д. Нюрнберг³, Р. Тидеманн⁴, Г.Ю. Малахова¹, *Я.-Р. Ритдорф³*, Л. Макс⁴, А.А. Босин²

¹Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан (malakhov@neisri.ru)

²Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток ³Институт морских исследований им. Лейбница, Киль, Германия

⁴Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Бремерхавен, Германия

В рамках россиско-германского проекта KALMAR были получены и проанализированы высокоразрешающие записи (в масштабе тысяч и сотен лет) литофизических, петромагнитных и палеомагнитных характеристик донных осадков Берингова моря с целью реконструкции быстрых изменений среды и регионального климата. Колонка SO201-2-85KL (57°30.30° с.ш., 170°24.77° в.д., глубина 968 м, длина 18 м), поднята с хребта Ширшова в западной части Берингова моря в рейсе H/C «Sonne» в 2009 г.



Предварительная возрастная модель колонки основана на изотопногеохимических, биостратиграфических данных и подтверждена данными тефрохронологии и масс-спектрометрическими радиоуглеродными датировками для верхней части разреза [3]. Возрастная схема корреляции литофизических параметров с глобальной кривой Лисецки-Раймо LR-04 приведена на рис. 1 [4].

Синхронность вариаций литофизических параметров, таких как цветность осадка (color b*), концентрация хлорина (продукт распада хлорофилла) и др., позволила экстраполировать влияние окружающей среды на магнитную компоненту осадка колонки 85KL и ее соседей 77KL и 81KL. Схема корреляции магнитной восприимчивости и ледовой изотопно-кислородной кривой NGRIP на рис. 2 [5]. Многокомпонентный сопряженный анализ изменений в литофизических характеристиках осадков и основных петромагнитных параметрах позволил оценить магнитное состояние крупной магнитной и немагнитной фракции ледового разноса и тефры, мелких частиц, произведенных магнитотактическими бактериями, а также парамагнетизм глинистой компоненты [3]. Расшифровка петромагнитных записей (обозначения см. в [1]) раскрывает механизм конкуренции обеих магнитных компонент, общую продуктивность океана и, как результат, изменения среды и климата (рис. 3).



Рис.2. Корреляция магнитной восприимчивости колонок SO201-2 -77KL, 81KL и 85KL с изотопно-кислородной кривой NGRIP



Термомагнитный анализ показал, что магнитные минералы представлены в основном магнетитом и низкотитанистым титаномагнетитом. Параметры магнитного гистерезиса характеризуют SD-PSD магнитное состояние частиц в

верхней части керна ($h^{\circ} < 8^{\circ} M$); MD-частицы, в основном, встречены в нижней части ($h^{\circ} > 8^{\circ} M$). Такое гранулометрическое распределение негативно повлияло на геомагнитную запись в нижней части колонки, снизив «чувствительность» магнетика к интенсивности геомагнитного поля [2].

Работа выполнена по Российско-Германскому проекту KALMAR (BMBF grant 03G0201A), по грантам РФФИ (09-05-00128a,10-05-00160a,11-05-00365a), Президиума ДВО РАН (09-II-CO-07-003) и ОНЗ РАН (программа фундаментальных исследований №7).

- 1. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Харада Н., Василенко Ю.П., Босин А.А., Гольдберг Е.Л., Деркачев А.Н. // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 11. С. 1254-1265.
- Малахов М.И., Горбаренко С.А., Нюрнберг Д., Тидеманн Р., Малахова Г.Ю., Ритдорф Я.-Р., Макс Л. // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы семинара (Борок, 27–30 ноября 2011 г.).
- 3. KALMAR Bilateral Workshop on Russian-German Cooperation on Kurile-Kamchatka and the Aleutian Marginal Sea-Island Arc Systems: Geodinamic and Climate Interaction in Space and Time. Program and Abstracts, may 16-20, 2011 Trier, Germany. - Kiel: IFM GEOMAR, 2011. - 129 P.
- 4. Lisiecki L.E., Raymo M.E. // Paleoceanography.- 2005. Vol. 20. PA 1003.
- 5. NGRIP members // Nature. 2004. -Vol. 431. P. 147-151.

ВЛИЯНИЕ РАЗМЕРА МАГНИТНЫХ ЧАСТИЦ НА ЗАПИСЬ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ДОННЫХ ОСАДКАХ КОЛОНКИ SO201-2-85KL (БЕРИНГОВО МОРЕ)

М.И. Малахов¹, С.А. Горбаренко², Г.Ю. Малахова¹, Д. Нюрнберг³, Р. Тидеманн⁴, Я.-Р. Ритдорф³, Л. Макс⁴

¹Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан (malakhov@neisri.ru)

²Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток ³Институт морских исследований им. Лейбница, Киль, Германия

⁴Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Бремерхавен, Германия

С целью изучения поведения палеонапряженности геомагнитного поля в рейсе SO201-2 H/C «Sonne» в 2009 г. поднята колонка 85KL (57°30.30' с.ш., 170°24.77' в.д., глубина 968 м, длина 18 м). Возрастная модель колонки позволяет выполнить реконструкцию относительной палеонапряженности с высоким разрешением за последние 170 тыс. лет. [2]. Магнитные минералы донных грунтов, как участники геологических и экологических процессов, несут объективную информацию о поведении геомагнитного поля.

Реконструкция относительной палеонапряженности в исследуемой колонке выполнена путем нормировки характеристической (палеомагнитноинформативной) остаточной намагниченности (ChRM) на безгистерезисную (климатозависимую) остаточную намагниченность (ARM). Сравнение полученных данных с аналогичными по колонке 81КL за этот же временной период выявил проблему, связанную не с составом магнитных частиц, но с их размером. Дело в том, что магнитное состояние носителей остаточного магнетизма для верхней части керна 85KL (выше 8 м) отличается от магнитного состояния магнетика нижней части керна.



Верхняя часть содержит в основном SD-PSD-частицы, тогда как осадок нижней части керна (за исключением интервала 12.2-13.8 м) содержит смесь MD-зерен (рис. 1). Интервал 12.2-13.8 м образовался в теплую подстадию MIS°5е и основная масса магнетика слоя представлена очень мелким относительно магнитожестким магнетитом. Параметры доменной структуры этого слоя соответствуют, по-видимому, магнетиту биогенного происхождения.

Средняя интенсивность геомагнитного сигнала на двух группах частиц с различной доменной структурой отличается – для нижней части керна она ниже в 1.5-2 раза (рис. 2). Способность к ориентации в суспензионной среде у мелких магнитных частиц выше, чем у крупных [2]. Изученность характеристической намагниченности седиментационного типа подтверждает этот факт [3]. Нормировочный параметр (ARM) имеет пониженное значение для нижней части колонки, т.е. эффект проявился на MD-частицах. Объяснить можно нелинейной полевой зависимостью ARM от концентрации и магнитного состояния магнетика [4].

Можно сделать вывод, что история седиментации колонки 85КL имеет два этапа, характеризующиеся разными источниками сноса. Граница между ними примерно проходит на рубеже 85 тыс.л.н. Это предположение независимо подтверждает разница на 45° средних значений наклонения геомагнитного поля в выделенных двух частях керна (рис. 2). Существенное изменение наклонения вектора ChRM можно объяснить тектоническими подвижками и турбидитными сбросами при формировании нижней части керна.

Качество записи и величина относительной палеоинтенсивности геомагнитного сигнала ниже 8 м уступает верхней половине колонки. Введение поправочного коэффициента приближает результат по палеонапряженности в колонке SO201-2-85KL к глобальной кривой палеоинтенсивности PISO-1500 и кривой для колонки MD95-2039[5, 7]. Последовательность геомагнитных и климатических событий хорошо согласуются во времени (рис. 3).

Работа выполнена по Российско-Германскому проекту KALMAR (BMBF grant 03G0201A), по грантам РФФИ (09-05-00128a,10-05-00160a,11-05-00365a), Президиума ДВО РАН (09-II-CO-07-003) и ОНЗ РАН (программа фундаментальных исследований №7).

- 1. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Харада Н., Василенко Ю.П., Босин А.А., Гольдберг Е.Л., Деркачев А.Н. // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 11. С. 1254-1265.
- 2. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Нюрнберг Д., Тидеманн Р., Малахова Г.Ю., Ритдорф Я.-Р., Макс Л., Босин А.А. // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Матер. семинара (Борок, 27–30 ноября 2011 г.)
- 3. Малахов М.И., Малахова Г.Ю. // Физика Земли. 2007. № 11. С. 66-80.
- 4. Щербаков В.П. Автореф. дисс. д.ф.-м.н. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. 47 с.
- 5. Channell J.E.T., Xuan C., Hodell D.A. // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. Vol. 283. P. 14-23.
- 6. Lisiecki L.E., Raymo M.E. // Paleoceanography.- 2005. Vol. 20. PA1003.
- 7. Thouveny N., Carcaillet J., Moreno E., Leduc G., Nerini D. // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. Vol. 219. P. 377-396.



Рис.2. Влияние магнитного состояния частиц на петромагнитные параметры и относительную палеонапряженность при записи геомагнитного сигнала в керне колонки SO201-2-85KL.



Рис.3. Отражение геомагнитных и климатических событий, записанных в керне колонки SO201-2-85KL, на временной шкале.

ВАРИАЦИИ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ПАЛЕОИНТЕНСИВНОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ГРАНИЦЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА (ПОЗДНИЙ ДРИАС – БЁЛЛИНГ-АЛЛЕРЁД)

М.И. Малахов¹, С.А. Горбаренко², Г.Ю. Малахова¹, Д. Нюрнберг³, Р. Тидеманн⁴, Я.-Р. Ритдорф³, Л. Макс⁴, А.А. Босин²

¹Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, (malakhov@neisri.ru)

²Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток ³Институт морских исследований им. Лейбница, Киль, Германия

⁴Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Бремерхавен, Германия

Важной частью комплекса геологических и экологических исследований в высокоширотной области Земли является изучение поведения геомагнитного поля на границах климатических событий. С целью получения высокоразрешающей записи относительной палеонапряженности за последние 20 тыс. лет на континентальном склоне Кроноцкого полуострова в рейсе SO201-2 H/C «Sonne» поднята колонка 12KL (53°59.46' с.ш., 162°22.50' в.д., глубина 2170 м, длина 905 см, рис. 1.).



Рис. 1. Местоположение точек отбора колонок.

Калибровка возраста колонки основана на масс-спектрометрических радиоуглеродных датировках и согласуется с поведением литофизических параметров (цветность осадка, концентрация хлорина, магнитная восприимчивость, парамагнитная компонента J_p индуцированной намагниченности насыщения и др.) на схеме корреляции с фрагментом ледовой изотопно-кислородной кривой NGRIP (рис. 2) [2, 5].

Характеристики магнитного гистерезиса титанистого магнетита, в том числе и параметры диаграммы Дея, для горизонтов выше 3.2 м и ниже 8.3 м соответствуют смеси PSD-MD-частиц; для интервала 3.3-8.2 м – тонкодисперсным PSD-зернам (рис. 3).

Для постоения кривой хода отностительной палеонапряженности нами использовалась безгистерезисная остаточная намагниченность как норировочный параметр. Детальность кривой 12KL – 2 см. На рис. 4 представлена сглаженная окном в 7 точек кривая относительной палеоинтенсивности SO201-2-12KL. Там же представлена схема корреляции аналогичных кривых по верхним фрагментам колонок 77KL и 85KL (хребет Ширшова). Последние кривые не подвергались сглаживанию, т.к. скорость седиментации в 4-6 раз ниже, чем в колонке 12KL.

Калибровка возраста колонок по углероду (¹⁴AMS) и литофизике (color b*, chlorine, humidity и др.) позволила сопоставить геомагнитные события с кривыми поведения VADM из базы GEOMAGIA50 и по ¹⁰Be [3, 4]. С высокой детальностью можно проследить поведение палеоинтенсивности на границе позднего плейстоцена и голоцена. В керне SO201-2-12KL климатические события Бёддинг/Аллерёд и Поздний Дриас охватывают более 2 м.

Работа выполнена по Российско-Германскому проекту KALMAR (BMBF grant 03G0201A), по грантам РФФИ (09-05-00128a,10-05-00160a,11-05-00365a), Президиума ДВО РАН (09-II-CO-07-003) и ОНЗ РАН (программа фундаментальных исследований №7).

- 1. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Харада Н., Василенко Ю.П., Босин А.А., Гольдберг Е.Л., Деркачев А.Н. // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 11. С. 1254-1265.
- KALMAR Bilateral Workshop on Russian-German Cooperation on Kurile-Kamchatka and the Aleutian Marginal Sea-Island Arc Systems: Geodynamic and Climate Interaction in Space and Time. Program and Abstracts, may 16-20, 2011 Trier, Germany. - Kiel: IFM GEOMAR, 2011. - 129 P.
- Korhonen K., Donadini F., Riisager P., Pesonen L.J. // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. Vol. 9. Q04029.
- 4. Muscheler R., Beer J., Kubik P.W., Synal H.-A. // Quat. Sci. Rev. 2005. Vol. 24. P. 1849-1860.
- 5. NGRIP members // Nature. 2004. Vol. 431. P. 147-151.





и color b*)

ПЕТРОМАГНЕТИЗМ И ВОЗРАСТ ПРОСЛОЕВ ТЕФРЫ ИЗ ОСАДКОВ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ВЫСОКОШИРОТНОЙ ОБЛАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

*М.И. Малахов*¹, Г.Ю. Малахова¹, С.А. Горбаренко², А.Н. Некрасов³, А.Н. Деркачев², Д. Нюрнберг⁴, Р. Тидеман⁵, Я.-Р. Ритдорф⁴, К. ван ден Богаард⁴

¹Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, (malakhov@neisri.ru)

²Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток ³Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

⁴Институт морских исследований им. Лейбница, Киль, Германия

⁵Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Бремерхавен, Германия

Донные осадки окраинных морей содержат прослои вулканического пепла (тефры) привнесенные из островодужных вулканов Камчатки, Курильских и Японских островов. Возраст, мощность слоев и состав тефры имеет актуальное значение для хронологии и идентификации извержений вулканических центров, особенно при катастрофических извержениях. По мнению авторов, петромагнитный метод наряду с геохимическим, может оказать помощь в решении указанных проблем. Выполнен сравнительный анализ и параметров магнитного гистерезиса, термомагнитных характеристик вещества тефры из осадков Берингова моря (возвышенность Ширшова), центральной части Охотского моря, возвышенности Ямато (Японское море) и подводной горы Мейджи (Тихий океан). Возраст прослоев надежно определен комплексом методов [1-5]. Каждому прослою дано название по району работ или носителю устройств отбора колонок.

Возвышенность Ширшова: тефра SR1 (8.6 т.л.), SR2 (11.3 т.л.), SR3 (40.1 т.л.), SR4 (65 т.л.), SR5 (164 т.л.), SR6 (171 т.л.), SR7 (334 т.л.), SR8 (369 т.л.); *г. Мейджи* (18 прослоев, WP11 и WP14 аналоги, соответственно SR5 и SR6) [2, 3]. Возвышенность Ямато: в колонке LV53-GC-19-1 тефра AT (29.24 т.л.), BJ (48-51 т.л.), DKP (53-55 т.л.). Охотское море: тефра KO (7.7 т.л.), K₂ (26 т.л.), K₃ (45 т.л.), MR2 (201 т.л.) аналог AL7.2 [1, 5], MR3 (310 т.л.), аналог AL9.22 [1, 5].

На веществе каждой тефры нами получены кривые дифференциального термомагнитного анализа (ДТМА) и магнитного гистерезиса (рис.1, 2). На магнитном сепарате этих же образцов проводится микрозондовый анализ, термомагнитный анализ при криогенных температурах, ведутся исследования на сканирующем микроскопе. Обнаружен магнетит, низкотитанистый титаномагнетит (например, в обр. 862-81КL - крупные зерна титаномагнетита), встречается парамагнитный ильменит. Сульфиды железа представлены пиритом в виде кубиков с ребром 0.9 мкм. Определяется степень окисления и внутренняя структура титаномагнетитов (обр. SR4-308-81КL и SR6-862-81КL).



Рис. 1. Кривые ДТМА и магнитного гистерезиса тефры прослоев SR4 и SR5 возвышенности Ширшова (номера прогревов отмечены цифрами 1 и 2)


Рис. 2. Кривые ДТМА и магнитного гистерезиса тефры прослоя SR6 (возвышенность Ширшова) и прослоя BJ (возвышенность Ямато). На рис.1 и здесь индексы *a* и *b* связаны с осями диаграммы Прейзаха –Нееля.

Геохимические данные позволили определить источник пеплов [3]. Например, за прослой SR1 ответственен вулкан Плоский, за SR2 - вулканы Алеутской дуги, тефру SR4 формировала Ключевская группа вулканов. За большую часть прослоев в колонке SO201-40KL (подводная гора Мейджи) ответственен камчатский вулкан Горелый. В настоящий момент производится набор данных по магнито-минералогическому анализу всех выявленных прослоев пепла в широком диапазоне температур от криогенных до 800 °С. Цель – провести корреляцию с результатами геохимического анализа.

Работа выполнена по Российско-Германскому проекту KALMAR (BMBF grant 03G0201A), по грантам РФФИ (09-05-00128a,10-05-00160a,11-05-00365a), Президиума ДВО РАН (09-II-CO-07-003) и ОНЗ РАН (программа фундаментальных исследований №7).

- 1. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Харада Н., Василенко Ю.П., Босин А.А., Гольдберг Е.Л., Деркачев А.Н. Петромагнитные параметры донных осадков как индикаторы изменения климата и среды центральной части Охотского моря за последние 350 тыс. лет // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 11. С. 1254-1265.
- 2. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Нюрнберг Д., Тидеман Р., Малахова Г.Ю., Ритдорф Я. Использование высокоразрешающих записей петромагнитных и литофизических характеристик донных отложений Берингова моря и высокоширотной области Западной Пацифики для реконструкций климата и среды в позднем плейстоцене-голоцене // Квартер во всем его многообразии. - Апатиты; СПб.: ГИ КНЦ РАН, 2011. - Т.2. - С. 63-66.
- 3. Derkachev A., Portnyagin M., Ponomareva V., Gorbarenko S., Malakhov M., Nurnberg D., Riethdorf J.-R., Tiedemann R., Van den Bogaard C. Marker tephra layers in the Holocene-Pleistocene deposits of the Bering sea and the North-Western Pacific Ocean // Kurile-Kamchatka and Aleutian Marginal Sea – Island Arc Systems: Program and Abstracts. Workshop in Russian-German Cooperation, may 16-20, 2011 Trier, Germany. Kiel: IFM GEO-MAR, 2011. - P. 38-40.
- 4. Gorbarenko S.A., Harada N., Malakhov M.I., Vasilenko Yu.P., Bosin A.A., Goldberg E.L. Orbital and millennial-scale environmental and sedimentological changes in the Okhotsk Sea during the last 350 kyr // Global and Planetary Change. - 2010. - Vol. 72. - P. 79-85.
- 5. Nurnberg D., Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years // Paleoceanography. 2004, Vol. 19, PA4011.

ЭКСКУРС «MONO LAKE» НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РАЗРЕЗУ «КАМЕ-НУШКА» (НОВОСИБИРСКОЕ ПРИОБЬЕ)

Г.Г.Матасова¹, А.Ю.Казанский^{1,2}, И.Д. Зольников^{2,3}, Я.В. Кузьмин³

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

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск ³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

Разрез «Каменушка» (54.84°с.ш., 83.22°в.д.) расположен в пределах Приобской увалистой равнины и находится в зоне перехода от аллювиальных комплексов долины Оби к субаэральным комплексам Приобской равнины. Сверху вниз от бровки обрыва, в самой высокой отметке увала обнажаются следующие горизонты (рис.1): S0 - современная почва, CL1 -карбонатный лесс, GL1 - глинистый лесс, SL1 - слоистый лесс, L1 -. бурый неслоистый алеврит лессовидный, PK - ископаемый педокомплекс, состоящий из четырех гумусовых горизонтов, переславиающихся с горизонтами бурых неслоистых алевритов, L2 - бурый неслоистый алеврит, лессовидный, D - песок мелкозернистый с прослоями алевропеска.



Рис.1. Изменение склонения и наклонения ChRM, относительной палеонапряженности по разрезу "Каменушка". Слева от колонки - радиоуглеродные даты (лет назад).

Отбор ориентированных образцов был выполнен из свежезачищенной вертикальной стенки вкрест увала, вскрытого строительством автомобильной дороги Новосибирск-Морозово. Отбор производился непрерывно, каждый уровень охватывал ~ 3 см разреза по вертикали. Было проведено комплексное изучение разреза, включавшее радиоуглеродное датирование, гранулометрические исследования. петромагнитные и палеомагнитные исследования.

Радиоуглеродное (¹⁴C) датирование проводилось методом ускорительной масс-спектрометрии (accelerator mass spectrometry, AMS) в лаборатории Университета Аризоны (г. Тусон, США). Все образцы были отобраны из отложений педокомплекса РК: на глубине 7.9 м от бровки обнажения получена ¹⁴C дата 32040 ± 470 лет назад (АА-83712), на глубине 8.6 м - ¹⁴C дата 35680 ± 730 лет назад (АА-83713), на глубине 9.4 м - ¹⁴C дата: 43500 ± 1900 лет назад (АА-83714). В целом ¹⁴C даты свидетельствуют о соответствии времени формирования педокомплекса кислородно-изотопной стадии МИС 3.

Гранулометрические исследования проведены с помощью лазерного анализатора размера частиц "MICROTRAC X100". Характер распределения гранулометрических фракций по разрезу дает основание предположить, что отложения нижней части разреза (слой D) относятся к склоновому ряду, генетический тип – делювий. Гранулометрический состав отложений слоев L1 и L2 средней части разреза позволяют с достаточной уверенностью считать их принадлежащими к эоловому ряду, генетический тип – навеянные лессовые отложения. Отложения слоя РК по всем геологическим данным относятся к элювиальному ряду, генетический тип – ископаемые почвы. Судя по бимодальному распределению фракций и значению гранулометрических пиков, осадкообразование шло под влиянием двух основных процессов: эолового поступления материала, с одной стороны, и преобразования навеянного материала почвообразовательными процессами, с другой стороны.

Отложения верхней части разреза (CL, GL, SL) представляют собой навеянные, эоловые отложения – лессы, слабо затронутые вторичными преобразованиями, в частности, химическим выветриванием. Максимум распределения в области мелкоалевритовых фракций свидетельствует о преимущественно воздушном переносе осадочного материала. Наибольшее влияние постседиментационные процессы оказали на нижнюю, более глинистую пачку лессовидных суглинков (GL), которая может интерпретироваться, как рудимент ископаемой почвы. Современная почва (S0) полностью наследует гранулометрический состав нижележащего типичного карбонатного лесса.

Петромагнитные исследования включали измерения скалярных магнитных параметров - магнитной восприимчивости (k) ее частотной зависимости (FD%) на двухчастотном измерителе Bartington MS2, величины NRM на криогенном магнитометре HSM. Параметры магнитного гистерезиса изучались на коэрцитивном спектрометре П.Г.Ясонова [1]. Изменение магнитных параметров по разрезу имеет вполне закономерный характер: значения концентрационно - чувствительных параметров (k, kfer, Js, Jrs) в лессовых горизонтах несколько выше, чем в ископаемых почвах. Эффективный размер магнитного зерна (kfer/Jrs) выше, чем в ископаемых почвах. В ископаемых почвах увеличивается доля суперпарамагнитных частиц (FD%, Js/kfer), растет магнитная жесткость (уменьшение S, увеличение Вс и Всг), увеличивается величина парамагнитной восприимчивости. Такое поведение петромагнитных параметров полностью соответствует «Сибирской» модели формирования лессово-почвенных последовательностей [2].

В делювиальной толще наблюдается большой разброс концентрационно чувствительных параметров низкая магнитная жесткость. Эффективный размер магнитного зерна здесь самый высокий, а содержание суперпарамагнитных зерен самое низкое.

Согласно оценке доменного состояния [3, 4] магнитные зерна во всех литологических разностях разреза находятся в многодоменном состоянии и только в самых мелкозернистых осадках (педокомплекса РК и обрамляющих его лессовых горизонтов L1, L2 и горизонта GL1) размер зерна близок к границе многодоменного и псевдооднодоменного состояния (т.е. может содержать до 10% однодоменных зерен).

Совместный анализ гранулометрического состава отложений и их скалярных магнитных характеристик показал, что они связаны между собой, причем в отдельных стратиграфических горизонтах корреляция между различными гранулометрическими и магнитными параметрами достигает значений 0.80-0.85. При этом, все параметры можно разбить на две группы: 1) Параметры, имеющие значимые корреляционные связи с фракцией физического песка (сумма песчаной и крупноалевритовой фракций) -k, Js, kfer, Bcr/Bc, Jrs/Js, kfer/Jrs. Это свидетельствует о том, что магнитные свойства отложений обусловлены содержанием магнитных минералов в крупнозернистых гранулометрических фракциях, другими словами, представлены терригенными многодоменными магнитными частицами. 2) Параметры, имеющие значимые корреляционные связи с фракцией физической глины (сумма мелкоалевритовой и глинистой фракций) - On, HIRM, Bc, kpar. Положительная корреляция этих параметров с содержанием мелкоалевритовой и глинистой фракции указывает на химические процессы, затрагивающие в первую очередь мелко - и тонкозернистые магнитные минералы физической глины. При этом результатом химических преобразований мелких фракций является увеличение магнитной жесткости отложений (параметры HIRM и Bc). Эта связь характерна для наиболее мелкозернистых отложений из данного разреза - горизонтов лессов GL, L1, L2 и ископаемого педокомплекса РК. На основании выявленных закономерностей и. учитывая относительно высокое содержание суперпарамагнитных зерен педокомплекс РК и обрамляющие его лессовые горизонты L1. L2. следует объединять в единый селиментационный цикл. соответствующий МИС 3, а горизонт GL рассматривать как аналог суминской ископаемой почвы с возрастом~14000 лет [5].

Палеомагнитные исследования включали ступенчатое размагничивание образцов переменным магнитным полем на криогенном магнитометре 2 G Enterprises 755R со встроенной размагничивающей установкой. Намагниченность всех изученных образцов двухкомпонентна. Низкокоэрцитивный компонент разрушается в переменных полях до 18-30 мТ, высококоэрцитивный компонент характеристический (ChRM). Направления ChRM имеют прямую полярность за исключением, трех интервалов, где его направления аномальны. Палеомагнитная аномалия №1 (по склонению) установлена в самых верхних горизонтах современной почвы и, по-видимому, связана с техногенным воздействием. Палеомагнитная аномалия №2 (по склонению) располагается в интервале глубин 1.2-1.5 м и приурочена к границе горизонтов GL и CL. Самая крупная палеомагнитная аномалия №3 (по склонению и по наклонению) зафиксирована в интервале глубин 4.0 -4.6 м располагается в средней части горизонта слоистого лесса SL (рис.1). Поскольку значения концентрационно - чувствительных параметров в разрезе изменяются менее чем на порядок, а зависимость между k и Jrs имеет линейный характер (R²=0.83) была сделана попытка оценить относительную палеонапряженность по параметрам NRM/Jrs и ChRM(30)/Jrs. Поведение относительной палеонапряженности по разрезу для этих параметров имеет сходный характер, при этом самые низкие значения соответствуют интервалу аномалии №3 и горизонту СL, стратиграфически выше аномалии №2 (рис.1). Поскольку аномалия №2 не сопровождается снижением относительной палеонапряженности, мы не рассматриваем ее как экскурс геомагнитного поля. Напротив, аномалия №3 на основании геологических и геофизических данных, скорее всего, имеет геофизическую природу и представляет собой запись геомагнитного экскурса. Радиоуглеродные даты в нижнем педокомплексе РК и возрастные оценки верхней ископаемой почвы ограничивают время существования экскурса интервалом от 32 до 14 тысяч лет назад. В этом интервале достоверно установлен только один экскурс "Mono Lake".

Присутствие экскурса "Mono Lake" в разрезе «Каменушка» в отложениях моложе 32 тысяч лет свидетельствует в пользу существования "Mono Lake" как самостоятельного события в истории геомагнитного поля и не позволяет согласиться с мнением [6, 7], что экскурсы «Mono Lake» и «Laschamp» являются записью одного и того же геомагнитного события.

- 1. Jasonov P.G., Nourgaliev D.K., Burov B.V., Heller F.A. A modernized coercivity spectrometer // Geologica. Carpathica. - 1998. - Vol. 49. - P. 224-225.
- Matasova G.G., Kazansky A.Yu. Magnetic properties and magnetic fabric s of Pleistocene loess/palaeosol deposits along the west-central Siberian transect and their paleoclimatic implications // Magnetic Fabric: Methods and Applications. - London :Geological Society of London, Special Publications, 2004. - Vol. 238. - P. 145-173.
- 3. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. Vol. 13. P. 260-267.
- Dunlop, D.J. Theory and application of the Day plot (M-rs/M-s versus H-cr/H-c) // J. Geophys. Res. S Solid Earth. - 2002. - Vol. 107. - Iss. B3. - P. 2046-2067
- 5. Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М. : Наука, 1971. 254 с.
- Kent D.V., Hemming S.R., Turrin B.D. Laschamp excursion at Mono Lake? //Earth Planet. Sci. Lett. 197 (2002) 151–164.
- Zimmerman S.H., Hemming S.R., Kent D.V., rle S.Y. Revised chronology for late Pleistocene Mono Lake sediments based on paleointensity correlation to the global reference curve//Earth and Planetary Science Letters 252 (2006) 94–106.

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОМАГНИТНЫЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ АРМЕНИИ

Д.О. Минасян, А.К. Караханян, А.А. Варданян

ИГИС НАН РА, Армения (julyaminas@yandex.ru)

При геолого-геофизических исследованиях территории Армении актуально составление детальных петромагнитных характеристик и палеомагнитных разрезов отдельных формаций неоген-четвертичного возраста, о стратиграфическом положении которых существует много разногласий [2,3,5]. Изучены более 50 разрезов из геологических формаций Севано-Ширакского синклинория, где наиболее проявлен вулканизм палеогена- неогена и массива горы Арагац, который сложен эффузивами и разнотипными туфами. С этими районами связаны многие месторождения полезных ископаемых медных и полиметаллических руд и строительных материалов.



Рис. 1. Кривые Irs(t), Is(t) и f(H): a) для пород 1-ой группы, б) для пород 2-ой группы, в) для пород 3-ей группы, 1 – первый нагрев, 2 – второй нагрев.

Точка Кюри изученных пород была определена по кривым Irs(t) и Is(t). Для определенного количества образцов были изучены температурные зависимости параметров насыщения Irs и H'cs, составлены коэрцитивные спектры In(H) и Ir(h). Для осадочных пород выборочно был проведен дифференциальный термомагнитный анализ [4]. Проведен также рентгенофазовый анализ и микроскопические исследования шлифов и аншлифов разнотипных пород.

На рис. 1 изображены характерные кривые Irs(t), Is(t), и коэрцитивные спектры по Ir(H) для разновозрастных и разнотипных пород.

Один максимум на КС In(H), величины H'cs (500-800э) свидетельствует о преимущественно магнетитовом составе ферромагнитной фракции. По кривым Irs(t) ферромагнетики этих пород представлены в основном магнетитом, с точ-кой Кюри 550-575°С. Петрографические исследования выборочных пород показали, что ферромагнитная фракция в основном представлена с изометричными зернами магнетита.

Возраст	Породы	Кол-во образц.	Полярн.	In. 10 ⁵	χ. 10 ⁵	Q
	Андезиты, туфобрек-	8	NR	255	210	3,0
N ₁ -N ₂	чии, глины	8	NR	12	23	1,4
	Андезито-дациты, ба-	39	NR	220	105	5,0
N_2^{2-1}	зальты, глины	4	NR	41	157	0,7
NI 2	Долеритовые и	205	NR	302	96	7,9
IN ₃	андезитовые базальты	40	NR	2960	125	59
	Долеритовые базальты,	48	NR	235	82	7,1
Q1	андезито-дациты	15	NR	6220	207	75
	Андезиты,	196	Ν	332	101	8,3
Q ₂	андезито-дациты	42	Ν	2180	116	47
	Андезитовые лавы,	34	N	340	210	4.1
0	дациты, андези-	94	IN N	4000	210	4,1 50
Q3	то-базальты	0	19	4900	220	50
Q	Popopi la Tychi i	156		250	62	10
	1 030вые туфы	10	NR	2630	160	52
	Hanu to much t	73	Ν	76	115	2, 0
	черные туфы	25	NR	330	250	4,3
	Wannua mudu	3	Ν	44	47	3,0
	желтые туфы	35	Ν	330	250	4,7
	Vnoorra midra	17	N	420	240	6,0
	красные туфы	5	Ν	1800	140	42

В табл. 1 приведены средние значения магнитных параметров неогенчетвертичных пород Севано-Ширакского синклинория, массива горы Арагац и бассейна оз. Севан. По ферромагнитному составу изученные породы этих районов подразделены на три типа: магнетитовый, магнетит-титаномагнетитовый, и маггемитовый. Первый магнитный тип характерен для эффузивов и туфов четвертичного периода. Второй тип характерен для некоторых эффузивов палеогена и неогена. Третий магнитный тип характерен для некоторых вулканогенноосадочных пород юры, мела, палеогена и для осадочных пород плейстоцена и голоцена. Породы Севано-Ширакского синклинория по величине намагниченности подразделены на три группы: 1) известняки, мергели, глины, песчаники, аргиллиты, величины In и æ которых варьируют соответственно в пределах от 20 до 500×10^{-6} сгс и от 50 до 1780×10^{-6} сгс; 2) для порфиритов, гранодиоритов, плагиогранитов, пределы изменения In и æ составляют от 500 до 1000×10⁻⁶ сгс и от 900 до 2170×10⁻⁶ сгс; 3) для туфопесчаников, андезитов, андезито-дацитов, туфобрекчий и некоторых порфиритов предел изменения этих величин составляет от 1000 до 2500×10⁻⁶ сгс и 790 до 2040×10⁻⁶ сгс соответственно. В этой группе встречаются единичные породы с высокими значениями In до 20000×10⁻⁶ сгс. В породах массива горы Арагац по намагниченности выделяются две основные группы: 1) величины In и æ варьируют соответственно в пределах от 1720 до 3400×10^{-6} сгс и от 560 до 2100×10^{-6} сгс, 2)пределы изменения этих величин соответственно от 21800 до 62200×10^{-6} сгс и от 890 до 2200×10^{-6} сгс. Обе группы представлены долеритовыми базальтами, андизито-дацитами, андезитобазальтами и разнотипными туфами, плиоцен-четвертичного возраста. Изучен-

Тоблицо 1

ные породы подразделяются на три группы: а) слабомагнитные- известняки, песчаники, глины, конгломераты, гравелиты; б) сравнительно сильномагнитныегранодиориты, габродиориты, плагиограниты, липариты, туфобрекчии, туфопесчаники; в) сильномагнитные- долоритовые базальты, андезитовые и дацитовые лавы, туфы, порфириты. Полученные результаты предполагается использовать при составлении петромагнитной карты центральной Армении.

Палеомагнитная пригодность изученных пород и выделение первичной намагниченности установлено по результатам комплексных лабораторных исследований. Определены природа первичной намагниченности (термоостаточная для для вулканогенных и ориентационная для осадочных пород) и стабильность к переменному магнитному полю, температуре и времени [1, 4, 6, 7].

Палеомагнитный разрез массива г. Арагац (рис. 1a) характеризуется в основном прямо намагниченными зонами в своей верхней части (средний-поздний плейстоцен) и преимущественно обратно намагниченными в нижней части (поздний плиоцен - ранний плейстоцен). В разрезах розовых туфов выявлен обратно намагниченный горизонт, достоверность которого доказана в работе [6]. Этот факт, по всей вероятности, говорит о том, что образование этих туфов соответствует одному из обратных эпизодов хрона Брюнес.

Палеомагнитный разрез четвертичного периода Ширакской котловины (рис. 1б) характеризуется прямой намагниченностью. Исключение составляют две маленькие зоны обратной намагниченности. Одна зона выявлена в черных туфах в районе с. Кети, а другая в средней части осадках арапийского озерноаллювиального комплекса и датирована термолюминесцентным методом ~175 ± 35 тыс. лет. В палеомагнитном отношении отложения бассейна оз. Севан характеризуются прямой полярностью (рис. 1в).

Абсолютные датировки из вохчабердской свиты (5,15 млн. лет) и две палеомагнитные зоны с разными полярностями: D=11°, J=53° свидетельствуют о том, что кровля этой свиты, соответствует границе хронов С3п и С3г магнитной эпохи обратной полярности Гильберт, что соответствует границе миоцен плиоцена. По данным [8] верхняя вулканогенная часть вохчабердской свиты с абсолютной датировкой 5,15 млн. лет намагничена обратно (D=151°, J=-49°, Фр= 79°, $\Lambda p=168^{\circ}$), что сопоставляется с границей хронов C3n прямой полярности и C3r обратной полярности магнитной эпохи Гильберт [9]. Это соответствует границе понт-киммерия, выше по возрасту расположены изученные разрезы нижнесреднего плиоцена Ширакской котловины. Значит, граница миоцена и плиоцена соответствует границе мэотис-понту, а не сармат-мэотису [5, 8]. В районе с. Нурнус изучен разрез, где на складчатые отложения верхнего миоцена залегают долеритовые базальты, радиометрический возраст которых оценивается ~ 3,5млн лет, что сопоставляется с границей магнитных эпох Гильберт-Гаусс. Для них D=140°, J=-53°, $\Phi \rho$ =-58°, $\Lambda \rho$ =135°. На долеритовых базальтах расположена фаунистически охарактеризованная озерно-диатомитовая свита, где отмечены, в основном, обратно намагниченные образцы: D=218°, J=-51°, $\Phi \rho$ =-58°, $\Lambda \rho$ =316°



Рис. 2. Палеомагнитный разрез плейстоцена Армении. а) г. Арагац, б) Ширакская котловина, в) оз. Севан, д) сводный разрез плейстоцена Армении. 1 – аллювиальные, деллювиальные образования; 2 – андезитовые и долеритовые базальты; 3 – ледниковые отложения.; 4 – андезиты, дациты; 5 – туфы, 6 – песчаники, гравелиты, конгломераты; 7 – алевриты; 8 – диатомитовые глины; 9 – конгломераты, гравеллиты, песчано-глинистые породы; 10 – туфопесчаники; 11 – пемзовые породы; 12 – фауна; 13 – известняки; 14 – глины, глинистые песчаники; 15 – прямая полярность; 16 – обратная полярность; 17 – неизученные слои.

Выше расположенный поток андезито-базальтов характеризуется исключительно прямой намагниченностью: D=340°, J=44°, $\Phi \rho = 68°$, $\Lambda \rho = 280°$, возраст которых оценивается 1,7-1,8 млн. лет. К северу от с. Нурнус на этом потоке залегают обсидианы и перлиты вулкана Гутансар, которые датируются ~ 300 тыс. лет [2]. В районе Лорийского плато (ущелье реки Дзорагет) изучено девять потоков долеритовых базальтов с абсолютной датировкой 2,2 мил лет, которые исключительно обратно намагниченные (D=171°, J=-50°, $\Phi p=79°$, $\Lambda p=191°$) и сопоставляются с границей магнитных эпох Гаусс-Матуяма.

Базальты, андезито-базальты массива горы Арагац по своим палеомагнитным характеристикам (D=171°, J=-46°, Фр=-74°, Лр=194° и D=178°, J=-40°, Фр=-71° Ар=189°) сопоставляются с данными долеритовых базальтов ущелья р. Дзорагет. Андезито-дациты, дациты с абсолютной датировкой 1,5мил. лет и палеомагнитными данными: D=354°, J=-59°, Фр=-83°, Лр=274° и D=338°, J=56°, Фр=69°, Лр=254°, по всей вероятности относятся к раннечетвертичному периоду, а не к позднему плиоцену [2]. Палеомагнитные данные семи потоков анедезито-базальтовых лав ущелья реки Ахурян: D=356°, J=64°, Фр=79°, Лр=288° и абсолютной датировкой ~0,5мил лет, можно отнести к низам магнитной эпохи Брюнес и считать позднечетвертичнового возраста. В итоге можно сказать, что изученные разрезы по своим палеомагнитным характеристикам и по данным абсолютных датировок относятся к магнитным эпохам Гаусс, Матуяма, Брюнес.

- Асланян А.Т., Минасян Дж. О., Саядян Ю.В. Палеомагнитная характеристика вулканических пород и озерных отложений района селения Нурнус. Вопросы геологии четвертичного периода Армении, Изд. АН Арм ССР, Ереван, 1983, с. 40-44
- 2. Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Габуния Л.К. и др. Радиометрические возрасты неогеновых вулканогенных образований Груз. ССР, Арм. ССР и части Нахич. АССР. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1982, N1, с. 3-24.
- 3. Амарян В.М. Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района горы Арагац. Докл. АН Арм. ССР, 1963, т.36, #5.
- 4. Варданян А.А., Нечаева Т.Б., Минасян Д.О. Природа естественной остаточной намагниченности осадков разреза Исаакян. Изв АН Арм ССР, Науки о Земле №1, 1985 г., с. 53-60.
- 5. Геология СССР, том XLIII. Армянская ССР, Изд. "Недра", 1970, с. 203-220.
- 6. *Минасян Д.О.* Обратная намагниченность вулканогенных пород кайнозоя Армени. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, №1, 1983г. с.69 -74.
- 7. Минасян Д.О., Караханян А.К., Варданян А.А. О некоторых особенностях ферромагнитного состава горных пород кайнозоя Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, №3, 1994г., с. 66 - 69.
- 8. *Минасян Д.О., Хачатрян А.С.* Палеомагнитный разрез миоцена Армении. Сб. Научных трудов ИГИС НАН РА, Гюмри, с. 111-117.
- Berggren A., Kent D., Swisher C.C., Aubry M.P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy //Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Corelation. N54, 1995, 212p.

СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, МАГНИТНЫЕ И ТЕРМОМАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ВИВИАНИТА ИЗ ОСАДКОВ ОЗЕРА ЭЛЬГЫГЫТГЫН

П.С. Минюк, Т.В. Субботникова

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан (minyuk@neisri.ru)

Вивианит является распространенным аутигенным минералом в осадках озера Эльгыгытгын, Чукотка (67°30'N; 172°05'E). Образование вивианита контролируется окислительно-восстановительным условиями, скоростями осадконакопления, наличием растворимых элементов, таких как Fe, S, P, Ca, Mn, Mg, содержанием органического вещества. Минерал стабильный при pH = 6.5–9 и eH < 0. На воздухе вивианит окисляется до метавивианита (керченита) или сантабарбарита, при этом двухвалентное железо частично переходит в трехвалентное [1– 4]. В колонках озера вивианит приурочен преимущественно к осадкам холодных климатических стадий, сформировавшихся в восстановительных средах при ограниченном доступе кислорода.

Микроконкреции вивианита были выделены из сухих осадков озера при помощи сита с ячейкой 250 мкм для исследований различными магнитными и минералогическими методами. Измерения магнитной восприимчивости (MB, k) и исследование ее при высоких температурах проведены на многофункциональном каппаметре MFK1-FA с печкой CS-3 (AGICO Ltd.). Образцы прогревались до 700°С с последующим охлаждением до комнатной температуры со скоростью прогрева и остывания около 12-13°С/мин. Магнитная восприимчивость некоторых конкреций измерена в полях 2, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 500, 600, 700 А/м. Гистерезисные параметры, включая остаточную намагниченность насыщения (J_{rs}) , намагниченность насыщения (J_s) (индуктивную намагниченность (J_i) , коэрцитивную силу (H_c) , остаточную коэрцитивную силу (H_{cr}) измерены на автоматическом коэрцитиметре J-meter (КГУ). Максимальная индукция поля составляла 500 мТ. Термомагнитный анализ (J_s-T) выполнен на магнитных весах (КГУ) в поле индукции 500 мТ. Скорость прогрева составляла около 100°С в минуту. Количественный элементный состав отдельных конкреций определен на микрозонде Camebax. Ряд образцов исследован на приборе Oemscan (Австралия), включающем растровый микроскоп EVO-50 с энергодисперсионной системой Quantax Espirit (Bruker).

Размер конкреций в некоторых случаях достигал до 3 см. Магнитная восприимчивость конкреций составляет 0.78–1.72, 10^{-6} , $m^3/кг$, (среднее =1.05, n = 54), что на порядок выше восприимчивости слабомагнитных осадков. Установлено, что она не меняется в различных полях (от 2 до 700 А/м). МВ осадков озера варьирует в пределах 0.1–5.1, 10^{-6} , $m^3/кг$ (среднее 0.95). Конкреции вивианита отмечаются в сильно и слабомагнитных осадках. В этой связи магнитные свойства вивианита осложняют интерпретацию магнитных характеристик осадков озера. Установлено, что высокие значения МВ характерны для осадков, сформировавшихся в теплые эпохи – 0.18–5.12, 10^{-6} , $m^3/кг$ (среднее 1.8, n= 374), в это время как осадкам холодных стадий свойственны низкие магнитные параметры (0.09–1.73, 10^{-6} , $m^3/кг$ (среднее 0.39, n= 583). Выявлена прямая корреляция между магнитной восприимчивостью конкреций и включающих их осадков (коэффициент корреляции = 0.75). По-видимому, магнитные свойства конкреций контролируются осадочным материалом, захваченным в процессе роста конкреций.

Количественный микроанализ показал, что содержание Fe₂O₃ в конкрециях составляет 30.18–39.40% (среднее 35.18%), P₂O₅ – 21.23–29.28% (25.02%), MnO – 0.67-6.34% (2.06%). С учетом влияния примесей, данные об элементном составе пересчитаны на следующую эмпирическую формулу, отвечающую вивианиту: (FeMn)₂₉[PO₄]₁₉₆8(H₂O)_{1.08}. Конкреции не однородны по составу, вызванным как окислением вивианита, так и включениями обломочных терригенных зерен и минералов. На изображениях в обратно рассеянных электронах окисленные участки выглядят более светлыми и содержат большие содержания железа. Многие конкреции притягиваются к магниту. Некоторые из них были раздроблены и магнитный экстракт исследован на приборе Qemscan. В ряде зернах обнаружены сульфиды железа, предположительно, грейгит с составом Fe = 46.20–50.23 норм. вес %, S = 35.62-33.26 норм. вес % и незначительной примесью Mg, Al, K, Si. Некоторые включают ильменит: Fe = 38.30-42.58. Ti =29.31-34.86. O = 21.93-28.54, Al = 0.3, Si = 0.3 норм. вес %, титаномагнетит, магнетит. Найдено зерно никелистого железа Fe = 74.0, Ni = 2.4 норм. вес %. Все конкреции содержат включения различной формы и размера с высокими содержаниями Si, Al, Na.

На кривых термомагнитного анализа (J_s -T) первого нагрева отчетливо выделяется рост намагниченности при температурах 180–200°С и спад при T= 320–340°С, которые связываются с дегидратацией вивианита. По данным электронной микроскопии заметных новообразованных минеральных фаз после прогрева не наблюдается, хотя в целом, содержание железа несколько увеличивается по сравнению с не гретыми образцами, что может быть обусловлено переходом его в окисные формы. Установлено три типа кривых термокаппаметрии k-T (рис. 1):

1. Кривые нагрева и остывания первого цикла необратимые. На кривых нагрева отмечается рост MB после 500°С и падение при температуре Кюри магнетита. На кривой остывания выявлено увеличение MB при этой температуре. После первого цикла магнитная восприимчивость возросла в 1.1–2.2 раза. Весьма характерны кривые второго цикла, на которых заметны рост MB после 330–350°С и падение при T = 630°C. Кривые остывания лежат заметно выше нагрева и указывают на дальнейшее увеличение MB при T = 630°C с максимумом на T = 280–300°С. Кривые третьего цикла практически обратимые с характерным спадом (ростом) MB при 650°С. Гистерезисные данные после прогревов показывают на относительно высокие значения $H_c = 20-74$ мA и $H_{cr} = 56-91$ мA (скорректированные на парамагнитную составляющую), предполагая образование гематита, хотя температуры спада восприимчивости (630–650°С) ближе к маггемитовым [5]. Согласно отношениям J_r/J_i and H_{cr}/H_c новообразованные частицы однодоменные.



Рис.1. Характерные кривые термокаппаметрии (а, в, д) и гистерезиса (б, г, е) вивианитов. Стрелками показаны кривые нагрева и остывания, цифрами курсивом -циклы прогревов.

2. Кривые нагрева и остывания необратимые. При нагреве наблюдается постепенное снижение MB с падением при T = 580°C. После цикла MB увеличилась в 1.5 раза. Кривые второго цикла очень похожие на таковые, описанных выше с увеличением MB при 330–350°C и резким падением при T = 615°C. На кривых остывания второго цикла отчетливо отмечается рост MB при T = 615°C с максимумом при T = 320°C. Новообразованный минерал имеет псевдооднодоменное состояние.

3. Кривые нагрева и остывания практически обратимые, имеют вогнутую форму. При нагреве отмечено постепенное снижение MB вплоть до 700°С. Парамагнитная компонента достигает до 85% MB. После прогревов образуется многодоменный гематит.

Общими признаками кривых термокаппаметрии являются характерный ход кривых остывания вторых циклов. Видимо, эти черты обусловлены самим ви-

вианитом, а не включениями в нем. Для выяснения термопревращений вивианита в различных средах образцы прогревались с сахарозой, карбамидом, мышьяком, серой. Установлено, что добавки сахарозы и карбамида не влияют на термопревращения. Добавка мышьяка приводит к подавлению образования магнетита при температурах ниже его точки Кюри (на кривых первого типа характерный магнетитовый «горб» отсутствует). Подобный эффект наблюдался в эксперименте с халькопиритом. В процессе прогрева с серой на кривых первого нагрева отмечается яркий рост MB при T = 150–170°C (образование гексагонального пирротина? или дегидратация?). На кривых остывания диагностируется магнетит (Tc = 580° C) и моноклинный пирротин (Tc = 320° C). Ступенчатые циклы прогревов до температур 200, 400 и 600°С выявили необратимость всех кривых. Пирротиновые пики Гопкинсона появляются лишь после прогревов до 600°С, магнитная восприимчивость при этом возрастает незначительно. Этим вивианиты отличаются от гематита и гетита, МВ которых возрастает в 400 и 600 раз после прогревов с серой (за счет новообразований магнетита). Вивианит, включая фосфор, является восстановителем. Прогрев смеси гематита с вивианитом (1:1) выявил образование магнетита, при этом МВ возросла в 4.6 раза. Кривые k-T смеси гетита с вивианитом (1:1) похожие на кривые прогрева гетита без добавок, однако без видимого гетит-гематитового перехода при 360°С.

Как уже отмечалось выше, на кривых нагрева первого типа выявлен рост MB при T = 500° C. Предположительно, он связан с трансформацией пирита в магнетит, хотя, как правило, она начинается при более низких температурах (420–450°C). На кривых остывания пирита выделяется характерный пирротиновый пик Гопкинсона при T = 320° C. Возможно, вивианит сдерживает образование магнетита. Так как многие вивианиты включают сульфиды железа, для выяснения характера влияния их на кривые термокаппаметрии исследовались смеси пирита и вивианита в пропорциях 1:1, 1:5, 1:10 и 1:50 (Рис. 2).

Выявлено, что k-T кривые смесей 1:1 и 1:5 подобные кривым прогрева чистого пирита с выраженными пиками Гопкинсона моноклинного пирротина и магнетита. На кривых k-T смеси (1:10) более заметен магнетитовый пик, а пирротиновый выражен слабо. Еще более ярко магнетит отражен на кривых нагрева и остывания второго цикла. Совершенно отличаются кривые k-T смеси (1:50). На кривых нагрева образование магнетита не отражено, а на кривых остывания отмечается слабый магнетитовый пик и рост MB после 300°C, вызванный гексагональным пирротином. На кривых нагрева второго цикла фиксируется переход гексагонального пирротина в моноклинный и значительное образование магнетита. При остывании на кривых k-T магнетитовый пик сохраняется и опять появляется рост MB после 300°C, вызванный гексагональным пирротином.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, АФГИР (гранты 10-05-92514, RUG1-2987-MA-10).



Рис.2. Кривые термокаппаметрии смесей пирита (PY) и вивианита (EVSM) в различных соотношениях. Стрелками показаны кривые нагрева и остывания, цифрами курсивом -циклы прогревов.

- Sapota T., Aldahan A., Al-Aasm I. S. Sedimentary facies and climate control on formation of vivianite and siderite microconcretions in sediments of Lake Baikal, Siberia // Journal of Paleolimnology. 2006. Vol. 36. P. 245–257.
- Nriagu J.O., Dell C.I. Diagenetic Formation of Iron Phosphates in Recent Lake Sediments // American Mineralogist. 1974. Vol. 59. P. 934–946.
- 3. *Rodgers K.A., Henderson G.S.* The thermochemistry of some iron phosphate minerals: vivianite, metavivianite, baracite, ludlamite and vivianite/metavivianite admixtures // Thermochimica acta. 1986. Vol. 104. P. 1–12.
- Pratesi G., Cipriani C., Guili G., Birch W.D. Santabarbaraite: a new amorphous phosphate mineral // European Journal of Mineralogy. 2003. Vol. 15. P. 185–192.
- Gehring A.U., Fischer H., Louvel M., Kunze K., Weidler P.G. High temperature stability of natural maghemite: a magnetic and spectroscopic study // Geophysical Journal International. 2009. Vol. 179. P. 1361–1371.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ОСАДКОВ КУРИЛЬСКИХ ОЗЕР КАК ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

П.С. Минюк¹, А.В. Ложкин¹, П. Андерсон²

¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан (minyuk@neisri.ru) ²Вашингтонский университет, Сиэтл, США (pata@u.washington.edu)

Исследования Курильских озер выполнено в рамках комплексного международного (США-Россия-Япония) проекта –Kuril Biocomplexy Project (КВР). Бурение озер проводилось в летнее время модифицированным пробоотборником Ливингстона с платформы, собранной на катамаране. Для петромагнитного изучения проводился сплошной отбор керна в пластиковые контейнеры, параллельно пробы отбирались на определение радиоуглеродного возраста, палинологию, диатомовый анализ, геохимию, минералогию. Пробурено 6 озер: Пернатое (о. Парамушир), Токатан (о. Уруп), Малое и Касатка (о. Итуруп), Серебряное и Глухое (о. Кунашир). Материалы с о. Кунашир находятся в стадии обработки.

Измерения магнитной восприимчивости (MB, k) и термокаппаметрия выполнены на многофункциональном каппометре MFK1-FA с печкой CS-3 (AGICO Ltd.). Образцы прогревались до 700°С с последующим охлаждением до комнатной температуры со скоростью прогрева и остывания около 12–13°С/мин. Термомагнитный анализ (J_s-T) проведен на магнитных весах (КГУ), скорость прогрева составляла 100°С/мин. Исследовались образцы осадков, магнитной фракции и осадков после извлечения магнитной фракции. Под микроскопом в проходящем свете изучались слайды (smear slides). Количественный элементный состав отсепарированной магнитной фракции определен на микрозонде Camebax. На приборе Qemscan (Австралия) с растровым микроскопом EVO-50 и энергодисперсионной системой Quantax Espirit (Bruker) изучались магнитные минералы и сульфиды железа. Гистерезисные параметры (J_s, J_{rs}, H_c, H_{cr}) получены на коэрцитиметре J-meter (КГУ).

По петромагнитным свойствам в осадках колонок выделяются сильно и «слабо» магнитные интервалы. В сильномагнитных отложениях величины магнитной восприимчивости достигают 60000, 10^{-6} , СИ, что характерно, например, для осадков оз. Пернатое. Отложения озер Токатан, Малое и Касатка менее магнитны. Прослои песков и опесчаненные илы и гитии имеют максимальные значения магнитных величин. Как правило, магнитная фракция более грубых осадков сложена многодоменными частицами. Кривые термомагнитного анализа и термокаппаметрии указывают на присутствие в магнитной фракции магнетита (Tc = 580°C), минерала с Tc = 540°C и маггемита. Последний минерал отчетливо фиксируется на кривых нагрева k-T при переходе его в гематит при температурах 380–400°C. Кривые остывания лежат ниже кривых нагрева.

Микроанализ (Camebax) некоторых зерен из магнитной фракции оз. Пернатое показал, что минералы представлены титаномагнетитами (титанистыми магнетитами) с содержанием Fe (68–74%), титана – в среднем 6.7%. В значимых количествах титаномагнетиты содержат примесь Al – 6% и Mg – 3.8%. Магнитные минералы из осадков оз. Токатан содержат Fe = (73.68-80.82%), Ti = (4.92-19.15%), Al = (1.74-3.35%), Si = (0-5.38%), Mg = 0.87-2.89%. Наличие этих элементов подтверждается данными спектроскопии, полученными на комплексе QemScan. Некоторые зерна имеют структуру растрескивания, что характерно для маггемитизации [1]. На многих кривых k-T снятых по осадкам, маггемитового перегиба при $T = 380-400^{\circ}C$ не отмечается или же он выражен весьма слабо, хотя на кривых по магнитным сепаратам он отчетливо выделяется. Такое поведение выявлено также для четвертичных лессовых отложений Якутии и осадков ряда озер Чукотки и Магаданской области (Эльгыгытгын, Гранд). Видимо немагнитная матрица осадка препятствует переходу маггемита в гематит. Для подтверждения этого предположения исследовались образцы маггемита-магнетита из руд и магнитных фракций смешанные с органикой (глюкозой). На всех кривых термокаппаметрии перехода маггемит в гематит не отмечено, более того

магнитная восприимчивость после прогрева остается практически неизменной по величине. Поэтому, органика способствует восстановлению гематита и препятствует трансформации маггемита в гематит.

Нижние части колонок представлены, как правило, лагунными солоновотоводными фациями. В них отмечаются морские диатомеи. В слайдах видны многочисленные черные непрозрачные сферулы, которые связываются с сульфидами железа – пиритом. Сферулы имеют размер от микрон до первых десятков микрон. Они не магнитные, поэтому не могут быть сложены грейгитом или пирротином. Часто они заполняют створки различных видов диатомей, где они расположены в виде цепочек, агрегатов или ярко выраженных кубических кристаллов. Многие их них имеют фрамбоидальное строение. Кривые термокаппаметрии лагунных осадков весьма разнообразные. На некоторых из них в процессе нагрева отмечается рост MB после 420°С и характерные пирротиновые пики Гопкинсона на кривых остывания при температуре 320°C, что указывает на наличие в осалках пирита-марказита. Для другой группы кривых нагрева рост МВ отмечен при T = 250° C (лепидокрокит) с максимумом около 300° C и постепенным спадом до 600°С. На кривых остывания также проявляется пирротиновый пик (присутствие пирита). Для осадков третьей группы характерно постепенное уменьшение величины магнитной восприимчивости до 600°C, на кривых остывания пирротинового пика нет, однако он отчетливо проявляется на кривых остывания второго нагрева. Четвертой группе присущи кривые нагрева k-T на которых рост MB начинается при $T = 300^{\circ}C$ со спадами на температурах 350 и 450° С. Пирротин ярко выражен при T = 320° С на кривых остывания. Хотя все кривые отличаются в деталях, однако моноклинный пирротин (результат преобразования пирита) зафиксирован везде.

Наличие пирита подтверждено также результатами исследований образцов на приборе QemScan (Рис. 1). Сульфиды железа (яркие на изображениях в обратно рассеянных электронах) состоят, по данным спектроскопии, из железа и серы в соотношениях типичных для пирита. Таким образом, фации пресных и солоноватоводных водоемов отличаются по набору магнитных и немагнитных железосодержащих минералов. Пирит является индикатором морских отложений. Накопление его в пресных водоемах не происходит, видимо, из-за недостатка серы, так как железа в осадках в избытке. Судя по магнитным характеристикам и радиоуглеродным датировкам смена лагунных фаций пресноводными произошла синхронно на всех островах. Как уже отмечалось, в озерных отложениях выделены интервалы осадков обогащенных песком с высокими магнитными параметрами. Изученные озера расположены в областях развития прибрежных дюн, поэтому эоловая деятельность отмечается на всех озерах. Предполагается, что интервалы сильномагнитных осадков отражают этапы активизации эолового накопления. В изученных осадках выделено четыре таких этапа, обозначенных на рис. 2 жирным шрифтом. Ранее установлено, что формирование прибрежных дюн происходит при похолоданиях климата и регрессиях моря [2]. Выделено три стадии дюнообразования на о. Кунашир, которые по возрасту совпадают с озерными этапами эоловой активизации. Более того, этапы а, б, в, г можно скоррелировать и известными голоценовыми событиями Бонда, отражающими похолодания климата в Атлантике [3].



Рис.1. Сульфиды железа в диатомовых створках (изображение в обратно рассеянных электронах)



Рис.2. Магнитная восприимчивость осадков Курильских озер. Пунктирная линия граница лагунных и озерных фаций. Цифры курсивом - радиоуглеродные датировки, а, б, в, г - этапы эоловой активизации

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты 09-I-OH3-11, 09-II-VO-08-003), Полевые работы финансировались по проекту NSF ARC-0508109.

- 1. *Dunlop D.J., Özdemir Ö.* Rock magnetism: fundamentals and frontiers. Cambridge University Press, 1997. 573p.
- Razjigaeva N.G., Grebennikova T.A., Ganzey L.A., Mokhova L.M., Bazarova V.B. The role of global and local factors in determining the middle to late Holocene environmental history of the South Kurile and Komandor islands, northwestern Pacific // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2004. V. 209. P. 313–333.
- Bond G.C., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates // Science. 1997. V. 278. P. 1257–1266.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДА ГЛАВНОГО ДЕВОНСКОГО ПОЛЯ

В.А. Михайлова (Томша)

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ), Санкт-Петербург (vtomsha@mail.ru)

Палеомагнетизм девона Восточно-Европейской платформы (ВЕП) – проблема, возникшая еще на заре палеомагнитных исследований, и сегодня не может считаться решенной [1]. Это обстоятельство определило выбор объектов наших исследований, начатых недавно [1]. Одними из таких объектов являются разрезы на р. Прикша.

Первые палеомагнитные исследования разрезов верхнего девона Главного девонского поля были проведены еще в 1959-1962 годах [2]; были изучены, в том числе и пограничные верхнедевонские-нижнекаменноугольные отложения на р. Прикша. Большинство отобранных и изученных из этих разрезов образцов, как оказалось, несли намагниченность обратной полярности с палеомагнитным полюсом 39°N, 154°E, близким к характерному для гиперхрона Киама (320-260 млн. лет), хотя и немного смещенным на юго-запад. Вытянутое (нефишеровское) распределение направлений характерной намагниченности (была проведена только временная чистка) дало основание считать, что, по крайней мере, некоторые образцы несли две компоненты древней намагниченности [3, 4]. Это побудило провести повторное изучение образцов из обнажений на р. Прикша уже на современном аппаратурном и технологическом уровне.

Образцы горных пород были отобраны А.Н. Храмовым и Т.И. Линьковой (1959-1960 гг.), И.А. Погарской и Р.А. Комисаровой (1970 г.) из обнажений на р. Прикша (в 0.5 км от дер. Шереховичи, Любытинский район Новгородской области). Обнажения сложены песчано-глинистой пестроцветной толщей верхнего девона и перекрывающей ее толщей углистых глин визейского яруса карбона [5]. За время полевых работ было отобрано около 50 штуфов. До наших дней сохранилась небольшая их часть, которая хранится в научном центре «Петрово» (ВНИГРИ), откуда и были взяты образцы, с целью определить их пригодность и значимость при палеомагнитных исследованиях, что позволило бы в дальнейшем полноценно использовать полученные по ним результаты для построения среднепалеозойской части АРWP для ВЕП. Всего было изучено 32 образца (16 стратиграфических уровней).

Исследования проведены в лаборатории магнитостратиграфии и палеомагнитных реконструкций ВНИГРИ (С.-Петербург). Для выделения компонент естественной остаточной намагниченности все образцы были подвергнуты ступенчатому терморазмагничиванию с шагом 20-50 °C в интервале 120-630°C и 5-10°C выше 630°C. Терморазмагничивание велось в экранированных (остаточное поле не выше 5 нТл) печах TSD48 (США). Измерения J_n велись на спиннермагнитометре JR-4 (Чехия). Минералогические изменения во время терморазмагничивания контролировались измерением магнитной восприимчивости К на каппа-мостах KLY-2, KLY-3 (Чехия). Компонентный анализ проводился по методике Киршвинка [6] а его результаты изображались на ортогональных проекциях [7].

Для определения типов магнитных минералов, являющихся основными носителями J_n , были изучены зависимости изменения магнитной восприимчивости от температуры в процессе нагрева и охлаждения K(T). В большинстве случаев образцы изученных пород обладают сильными магнитными свойствами, связанные с наличием в них магнетита и однодоменного гематита (фиксируемая температура Кюри составляют 580-600°С и 670-675°С). Значения К изученных пород $1.5 - 3.0 \times 10^{-4}$ ед. СИ, а J_n меняется в широких пределах от 5 до 160 мA/м.

Исследования поведения вектора J_n образцов во время температурного размагничивания позволили выделить, в разных соотношениях, четыре компоненты намагниченности. Эти компоненты, обозначенные буквами **A**, **B**, **C** и **D**, идентифицируются в соответствии с их деблокирующими температурами (Рис. 1).

Компонента **A**, имеющая направление, близкое направлению современного геомагнитного поля в точке отбора образцов пород, круто наклонена вниз и имеет северное среднее направление. Компонента **A** выделяется только в 7 изученных образцах на первых шагах размагничивания (в интервале температур 100-250°С), а остальные образцы либо не содержат этой компоненты, либо она не отделяется от следующей, **B**-компоненты.

Компонента В присутствует во всех изученных образцах. Это биполярная компонента с юго-западным и северо-восточным направлениями и отрицательными и положительными наклонениями соответственно выделяется в интервале температур от 150-280°С до 280-670°С (Рис. 1).

Компонента C с направлением на юго-запад и низкими отрицательными наклонениями выделяется в небольшом числе образцов (n=6). Компонента C выделяется здесь как промежуточная в интервалах от 320° C до 430° C. Исключение составляет образец, в котором компонента C выделяется в пределах $470-650^{\circ}$ C и при этом направления компонент **B** и C в этом образце практически совпадают (Рис. 1, обр. 4898N).

Монополярная высокотемпературная компонента **D** наклонена вниз (n=8) и вверх (n=3) в юго-западном направлении. У 8 образцов компонента выделялась в интервале температур от 430°С до 550-570°С как характеристическая, т.е. наиболее стабильная, идущая в начало координат диаграмм Зийдервельда (напр., Рис. 1, обр. 4858N). В 3 образцах компонента **D** вычислялась в том же диапазоне температур как среднее направление остаточного вектора по нескольким точкам после поворота кривой размагничивания на диаграмме Зийдервельда (напр., Рис. 1, обр. 7267N).



Рис. 1. Примеры размагничивания образцов температурой (в древней системе координат). Слева направо: стереопроекция направлений J_n, диаграмма Зийдервельда и кривая изменения величины J_n в ходе размагничивания; пустые (залитые) кружки – проекции векторов на верхнюю (нижнюю) полусферу.

К сожалению, из-за горизонтального залегания пластов в изученном районе, не удалось применить тест складки для всех выделенных направлений. Для В-компоненты тест обращения по модификации F. McFadden положителен класса С ($\gamma_{\kappa p} = 15^{\circ}, \gamma = 5^{\circ}$).

Распределение всех перечисленных здесь компонент показаны на рис. 2, а их статистические параметры представлены в табл. 1.



Рис. 2. Распределение направлений выделенных компонент J_n . \bullet – средние направления компонент; пустые (залитые) кружки – проекции векторов на верхнюю (нижнюю) полусферу.

Таблица 1. Палеомагнитные направления и соответствующие им палеомагнитные полюсы для пород фаменского яруса р. Прикша (φ=58.8°N, λ=33.6°E).

Компоненты. J _n , диапазон выделения (t,°C)	N/n	D	Ι	K	α° ₉₅	Φ°N	Λ°E	dp°	dm°	$\phi_m{}^\circ$
A, 100-250	4/7	25	70	93	6	76	129	9	10	54
B (N+R), 280-650	10/18	213	-39	72	4	-47	345	3	5	-22
B (N)	3/6	35	42	46	10	48	162	8	12	24
B (R)	7/12	212	-38	100	4	-47	347	3	5	-21
C, 320-430	4/6	218	-12	53	9	-30	348	5	9	-6
D, 430-550	5/11	234	-6	15	12	-21	333	6	12	-3

Примечания: N – число штуфов, n – число образцов, D, I – углы склонения и наклонения средних направлений, K – кучность (параметр концентрации векторов), α°_{95} – радиус круга доверия на 95% уровне вероятности для среднего направления; $\Phi^{\circ}N$, $\Lambda^{\circ}E$ – северная широта и восточная долгота палеомагнитного полюса; dp°, dm° - полуоси овала доверия для полюса; ϕ_m° – палеомагнитная широта. Статистика проведена на уровне образцов.

Вероятные возрасты компоненты J_n . Компонента A современная, поскольку ее направления почти совпадают с направлением локального геомагнитного поля в районе р. Прикша. Независимо от ее природы – магнитовязкой или химической (возникшей в результате современного выветривания) – эта компонента не

представляет для нас никакого интереса, указывая лишь на отсутствие серьезных ошибок при отборе, распиловке образцов и лабораторных исследованиях.

Компонента **В** весьма стабильная к нагревам, в некоторых случаях является единственной. Ее носитель – однодоменный гематит, вероятно химической природы. Скорей всего, **В**-компонента образовалась в приповерхностных окислительных условиях, господствующих на ВЕП в конце палеозоя. Этот возраст **В**-компоненты (~270-280 Ma) подтверждается положением соответствующего ей палеомагнитного полюса на раннепермском отрезке АРWP для Балтики, Рис. 3 [8].

Возраст компонент С и D менее ясен. Положение палеополюсов для этих компонент на APWP для Балтики (Рис. 3) указывает на среднекаменноугольный возраст компоненты С (~335 Ma) и раннекаменноугольный возраст компоненты D (~350 Ma) [8].



Рис. 3. АРWР для Балтики и полученные полюса для фаменских отложений р. Прикша.

Проблема палеомагнетизма девона ВЕП связана с одной стороны, с крайне малым числом палеомагнитных определений для ВЕП по всему среднему палео-

зою (от силура до середины карбона), удовлетворяющих современным критериям надежности, а с другой – с дискуссионностью вопроса о степени когерентности тектонических единиц Западной Европы (Арморики, Авалонии, Баренции) и ВЕП в среднем палеозое. В зависимости от решения этого последнего вопроса, данные по Западной Европе включаются в расчет траектории кажущейся миграции палеомагнитного полюса для среднего палеозоя [8, 9] и появляется уже традиционная «девонская петля» на АРWP – или же построение среднепалеозойской части АРWP для ВЕП упирается в недостаточное число определений [10]. Вершина и основание (конец) упомянутой петли датируется поздним девоном (380 Ма) и ранним карбоном (345 Ма) соответственно; отложения именно этих возрастов развиты в пределах Главного девонского поля и его обрамления.

Дальнейшие исследования, имеющие целью построение современной версии траектории APW для среднего палеозоя ВЕП, так и магнитостратиграфическое обоснование глобальной корреляции разрезов этого возраста, должны быть направлены на получение новых палеомагнитных данных, прежде всего по разрезам верхнего девона и нижнего карбона Главного девонского поля.

Автор признателен А.Н. Храмову и А.Г. Иосифиди за помощь в процессе подготовки данной публикации.

- 1. Родионов В.П., Храмов А.Н., Гуревич Е.Л., Томша В.А. Палеомагнетизм девона северовостока главного девонского поля: ключевой палеомагнитный полюс и магнитостратиграфия верхнего франа//Материалы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород». СПб, 2010, с. 121-126
- 2. Линькова Т.И. Палеомагнитные исследования осадочных толщ девона северо-запада Русской платформы. Изв. АНСССР, сер. Геофиз., 1960, №6, с.868-870
- 3. А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова. Палеомагнетизм палеозоя. Л. Недра, 1974, 238 с.
- Погарская И.А. Палеомагнетизм девона Русской платформы. Палеомагнитные методы в стратиграфии. – Л., ВНИГРИ, 1984, с. 42-55
- 5. Киселев И.И., Проскуряков В.В., Саванин В.В., Юрова Н.А. Геология и полезные ископаемые Новгородской области. С-Пб, 1999, 240 с.
- 6. *Kirschvink J.L.* The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data Geophys. J. Astronom. Soc. v.62, 1980, p.699-718.
- 7. Zijderveld J.D.A. Demagnetization of rocks analysis of results. In: Methods in Palaeomagnetism, Ed. Collinson D.W., Amsterdam, Elsevier, 1967
- Smethurst M.A., Khramov A.N., Pisarevsky S. Paleomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic. Geophys. J. Int. 1998,133, p. 44-56
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meet J.G. et al. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic – a tale of Baltica and Laurentia. Earth Sci. Rew., 40, 1996, p. 229-258
- 10. Torsvik T.H., Rehnstrom E.F. The Tornquist Sea and Baltica-Avalonia doking. Tectonophysics. 2003. V. 362. p. 67-82

ВАРИАЦИИ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ПИРЕНЕЙСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ ВО ВТОРОМ ТЫСЯЧЕЛЕТИИ ДО НАШЕЙ ЭРЫ

И.Е. Начасова, К.С. Бураков

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

В работе обобщены данные о напряженности геомагнитного поля во втором тысячелетии до нашей эры в Испании, полученные в результате исследования намагниченности керамического материала многослойных археологических памятников Испании эпохи бронзы "La Motilla del Azuer" (Азуер) [1], Ubeda (Убеда) [2] и Baeza (Баеса) (новые данные).

Исследование изменения напряженности древнего геомагнитного поля в районе Пиренейского полуострова во втором тысячелетии до нашей эры по намагниченности материалов археологических памятников эпохи бронзы встречается с серьезными трудностями в связи с проблемами датировки слоев культурных отложений, из которых отобран исследуемый керамический материал.

Наиболее представительный ряд данных о напряженности геомагнитного поля в XIX – XIII веках до нашей эры был получен в результате исследования намагниченности керамического материала памятника Азуер. Для временного интервала с середины XVIII по середину XIII до нашей эры была построена средне-20-летняя кривая изменения напряженности геомагнитного поля. Датировка более раннего материала имела неопределенность.

Исследование материалов памятников Убеда и Баеса имели целью увеличение количества данных о напряженности геомагнитного поля во втором тысячелетии до нашей эры для получения пределов изменения напряженности поля в этот временной интервал. К тому же сопоставление картин изменения напряженности геомагнитного поля на протяжении временного интервала накопления культурных отложений памятников дает возможность произвести их привязку к шкале времени.

По данным, полученным по материалу памятника Убеда, была построена уникальная по подробности (средне-10-летняя) кривая изменения напряженности геомагнитного поля. Установлено, что напряженность геомагнитного поля во временном интервале накопления культурных отложений памятника изменяется в пределах примерно от 38 до 60 мкТл. Сопоставление картины изменения напряженности геомагнитного поля, полученной по материалам памятников Убеда и Азуер, привело к выводу о том, что временной отрезок накопления культурных отложений памятника Убеда – это последняя четверть XIX – XVIII век до нашей эры. Исследования, проведенные на керамическом материале памятника Убеда, показали, что напряженность геомагнитного поля изменялась в несколько больших пределах, чем это было получено в результате исследования материалов памятника Азуер, и достигала минимальных для второго тысячелетия до нашей эры значений в этот временной отрезок.

Совокупность полученных данных свидетельствует о падение напряженности геомагнитного поля на территории Пиренейского полуострова во второй половине XIX века до нашей эры примерно в два раза (на 30 мкТл). Подобные быстрые резкие изменения напряженности геомагнитного поля примерно в этом же временном интервале (на рубеже III – II тыс. до н.э.) были ранее зафиксированы по данным, полученным для Кавказа, Средней Азии и Сибири [3]. В связи с широкой датировкой исследованного материала трудно установить, насколько синхронны эти явления или есть временной сдвиг. Для решения этого вопроса необходимо повышать точность временной привязки исследуемых материалов.

Следующим объектом исследования был керамический материал памятника Баеса эпохи бронзы. Точное время начала накопления этих слоев неизвестно. По ряду материалов относительно непрерывной ненарушенной пачки культурных отложений в интервале глубин 368-632 см разреза сектора С был получен ряд радиокарбоновых датировок (табл. 1).

При проведении исследований использовалась авторская модификация метода Телье с коррекцией на магнитную анизотропию и химические изменения, происходящие в ходе лабораторных нагревов [1]. Проведенные исследования магнитных свойств керамического материала показало отсутствие существенных изменений магнитной фракции, т.е. пригодность материала для определения напряженности древнего поля.

Всего получено 63 определения, 8 определений отбраковано из-за больших ошибок определений.

Получение новых данных о геомагнитном поле в последние тысячелетия позволяет уточнить наши представления о вариациях поля, являющихся одной из основных его характеристик. Особый интерес представляют очень резкие изменения напряженности поля в короткие временные отрезки.

В свою очередь, сопоставление данных об изменении геомагнитного поля, полученных в результате исследования материалов различных археологических памятников, приводит к уточнению временной привязки поселений определенного типа, т.е. определению этапов культурного развития человечества, что является весьма актуальной проблемой.

По данным, полученным в результате проведенных исследований намагниченности керамического материала памятников Азуер и Убеда, напряженность геомагнитного поля во временном интервале от середины двадцатого до середины тринадцатого века до нашей эры изменялась в пределах примерно от 70 до 40 мкТл. Наибольший размах изменения напряженности поля приходится на первые два столетия, далее амплитуда быстрых колебаний уменьшается. Плавное изменение напряженности поля на временном интервале XVIII – XIII век до нашей эры имеет вид 600-летней волны с максимумом в районе XVI - XV в.в. до н.э.

На рис. 1 приведена средне–20-летняя кривая изменения напряженности геомагнитного поля, построенная по данным, полученным в результате исследования материала памятников Азуер и Убеда (залитые кружочки) и данные, полученные по материалу пачки последовательных культурных отложений в интервале глубин 368-544 см разреза сектора С памятника Баеса (залитые квадраты). В табл. 1 приведены четыре радиокарбоновые датировки, полученные для отложений этой пачки сектора С (выделены жирным шрифтом). В соответствии с радиокарбоновыми датировками продатированы другие слои отложений.



Рис. 1. Вариации напряженности геомагнитного поля в Испании в период бронзы: точки- средне-20-летнее осреднение данных, полученных по намагниченности керамики памятников Motilla del Azuer и Ubeda, треугольники – отдельные определения по материалу из нижних слоев памятника Motilla del Azuer, залитые квадраты – результаты данного исследования.

Таблица	1. Результ	аты	опреде.	пения	напряженност	и древнего	гео	магнитного	поля і	по
образцам	керамики	ИЗ	разреза	с рад	иоуглеродным	и датировк	ами	(выделены	жирнь	IM
шрифтом)).									

№ обр.	Глубина слоя, см	Дата, годы	В, мкТл
3232	368-388 C	-1300	55,9±0,7
3236	388-430 C	-1400	60,2±0,3
3238	430-454 C	-1500	61,9±0,4
3242	454-474 C	-1595	58,5 ±0,14
3245	448-480 C	-1640	54,7±0,3
3247	488-520 C	-1685	56.0±0,3
3251	520-540 C	-1730	47,0±1,6
3254	502-544 C	-1740	54,2±1,0
3256	544-632 C	-1810	55,7±0,9
3262	544-632 C		53,4±0,2
3263	544-632 C		60,4±0,5
3264	544-632 C		59,4±0,6
3267	544-632 C		43,9±0,13

Картина изменения напряженности геомагнитного поля в XVIII – XIII веке до нашей эры по материалам пачки последовательных отложений памятника Баеса на глубинах 368 – 544 см практически полностью совпадет с картиной изменения напряженности геомагнитного поля по ранее полученным данным, что позволяет сделать следующий шаг во временной привязке данных, полученных по керамическому материалу памятника Баеса. Напряженность геомагнитного поля по данным, полученным в результате исследования намагниченности материалов из отложений на глубине 632 -544 см, изменяется в пределах 44 – 60 мкТл, т.е. на относительно небольшом временном интервале происходит быстрое изменение напряженности поля в пределах, в которых она изменяется на более позднем интервале в течение 200-300 лет. Эта очень похоже на картину изменения напряженности поля по данным, полученным по материалу памятников Азуер и Убеда, по которым такое изменение напряженности поля происходит на временном интервале в торая половина девятнадцатого века– первая половина восемнадцатого века до нашей эры.

Таким образом, исследования керамического материала испанского памятника Баеса позволило подтвердить наличие временного отрезка в районе конца XIX – начала XVIII века до нашей эры, на котором напряженность геомагнитного поля принимает значения ниже 45 мкТл, и определить продолжительность функционирования этого поселения примерно в 500 - 600 лет, от XIX по XIII век до нашей эры. Данные о напряженности древнего геомагнитного поля, полученные по материалу, имеющему радиокарбоновую датировку, обнаружили прекрасную сходимость с ранее построенной картиной изменения напряженности геомагнитного поля по данным, полученным в результате исследований, проведенных на материале многослойного испанского памятника Азуер, что подтвердило правильность датировок культурных отложений этого памятника. Совокупность всех полученных данных об изменении напряженности геомагнитного поля во втором тысячелетии до нашей эры позволяет принять полученную картину в качестве опорной как для исследования вариаций древнего геомагнитного поля, так и для датировки памятников Пиренейского полуострова эпохи бронзы.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований, 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.
- Nachasova I.E., Burakov K.S. The geomagnetic field in Spain in the second millennium BC, according to data obtained by the ceramic material of the archaeological monument Ubeda //Proceedings of the 8th International Conference "Problems of Geocosmos" (St. Petersburg, Russia, 20-24 September 2010). P. 336-337.
- Начасова И.Е. Характеристики вариаций напряженности геомагнитного поля по археомагнитным данным. Дис... докт. физ.-мат. наук. ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН. 1998. 65с.

МАГНЕТИЗМ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА БОЛЬШОЕ ЯРОВОЕ (АЛТАЙСКИЙ КРАЙ)

Д.К. Нургалиев, Л.Р. Косарева, П.Г. Ясонов

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казань(Danis.Nourgaliev@ksu.ru, Lina.Kosareva@ksu.ru)

Важным компонентом построения прогнозов развития климата и единственным источником уточнения мировых климатических моделей (General Circulation Models, GCM) [1] являются палеоэкологические реконструкции климатических изменений прошлого, основанные на комплексном использовании различных геологических, геохимических, биологических, криологических и прочих индикаторов [2, 3]. Для совершенствования мировых климатических моделей подобные реконструкции особенно необходимы для районов с экстремальными климатическими условиями, такими как полярные, высокогорные или аридные области, находящиеся на границе природно-географических зон, где малейшие климатические изменения вызывают значительные смещения в региональных вариациях температур, количестве выпадающих осадков и смещении границ ледников или зон распространения определенных типов растительности. Таким регионом является Алтайский край, расположенный в центральной части Евроазиатского континента в климатически пограничном регионе. Здесь сталкиваются полярные и субполярные воздушные массы, делая регион идеальным местом для изучения и моделирования изменений атмосферной циркуляции. Количество выпадающих осадков в Алтайских горах зависит в основном от циклонической деятельности и муссонов. Даже небольшие изменения в мировой атмосферной циркуляции вызывают значительные изменения регионального климата [4]. Несмотря на то, что регион Алтайских гор является одним из ключевых регионов мировой климатической системы, о местных палеоклиматических изменениях опубликовано очень мало данных. Недостаток информации о климате и состоянии растительного покрова в Голоцене в более влажных и сухих областях Алтайских гор (Северный и Южный Алтай) не позволяют проводить сравнительного анализа широтных климатических изменений с аналогичными областями Европы и Азии, что тормозит развитие климатического моделирования Евразии в целом.

Объектом данного исследования являлось бессточное горько-солёное озеро Большое Яровое, расположенное в западной части Кулундинской равнины (Славгородский район Алтайского края) [5]. Озеро занимает глубокую котловину и находится на высоте около 79 м над уровнем моря. Площадь акватории составляет 70 км². Средняя глубина составляет 4-4.25 м. Максимальные глубины достигают 8 и более метров. Общая площадь водосбора примерно 560 км², длина 11.5 км, а максимальная ширина 8 км. Береговая линия озера не изрезана и лишь в северо-восточной части образуется небольшой залив. Озеро окружает плоская равнина, на которой практически нет деревьев. Питание в озере снеговое. Размах колебаний уровня озера составляет 0.8 м. Дно сложено илом с прослойками мирабилита. Озерная вода соленая и представляет собой сульфатную рапу (содержание солей составляет 4-6%). Высокоминерализованную рапу и иловую грязь используют в грязелечении. Вода в озере по своему составу аналогична составу воды Мёртвого моря в Израиле и обладает ярко выраженными лечебными свойствами.

Для изучения палеоклиматических изменений использовались следующие методы:

- 1. Сейсмоакустическое профилирование
- 2. Измерение магнитной восприимчивости образцов донных отложений.
- Измерение направлений и модуля вектора естественной остаточной намагниченности образцов.
- 4. Измерение остаточной и индуктивной намагниченности образцов при комнатной температуре
- 5. Термомагнитный анализ кривых по индуктивной намагниченности
- 6. Анализ коэрцитивных спектров
- 7. Определение петромагнитных параметров (Jrs, Js, Jp, Bc, Bcr, Bda, Bdb, Ksp) по кривым нормального намагничивания.

Важной задачей исследований являлось изучение морфологического строения озерной котловины, оценка мощности современных озерных осадков и их структурно-фациальных особенностей. Для этого были проведены сейсмоакустические исследования по двум профилям субширотного простирания, общей протяженностью 10 км [6]. Анализ временных разрезов позволил выявить следующие особенности: современные донные осадки образуют блюдцеобразную поверхность, максимальная глубина которой относительно зеркала воды не превышает 9 метров; максимальная мощность современных осадков характерна для центральной части озерной котловины и по нашим оценкам их мощность колеблется в пределах 17-20 метров.

Предварительная сейсмостратиграфическая интерпретация полученных временных разрезов позволяет констатировать наличие древней котловины и значительное влияние неотектонических, палеогеографических и других факторов на процессы осадконакопления. На территории Кулундинской степи, в пределах которой находится оз. Яровое, известны [5] многочисленные источники подземных, в том числе и термальных, вод, а также проявления грязевого вулканизма. Подобные явления характерны, видимо, и для котловины. Так, с нашей точки зрения, особенности волновой картины позволяют выделить зоны повышенного газонасыщения осадков (указаны стрелками на рис. 1), а также возможные места проявления грязевого вулканизма или выхода напорных подземных вод. Бортовые зоны озерной котловины предположительно по всему периметру осложнены оползневыми процессами.



Рис. 1. Результаты интерпретации сейсмоакустического профиля II.

Полученные сейсмоакустические данные послужили основой выбора точек отбора ориентированных колонок озерных осадков с использованием уникальной гидравлической буровой установки [6]. Было отобрано 5 керновых колонок, мощностью в среднем по 4 м. Отобранный керн был ориентирован в вертикальной и горизонтальной плоскости при сохранении первоначальной текстуры осадка.

Проведенные лабораторные исследования образцов донных отложений позволили определить такие магнитные параметры как склонение, наклонение, магнитная восприимчивость, естественная остаточная намагниченность. По всем параметрам были построены графики вариаций. Значения величин намагниченности и магнитной восприимчивости образцов использовались для детальной корреляции колонок осадков, отобранных в различных частях озера. В данном случае корреляция магнитных параметров была проведена по трем керновым колонкам № 3, 4, 5, поскольку по сейсмическим данным колонки №1 и 2 могут иметь другой возраст нежели колонки № 3, 4, и 5.

Мастер-кривые вариаций склонения и наклонения были сопоставлены с наиболее хорошей записью палеовековых геомагнитных вариаций (PSV) по этому региону – записями PSV полученными по исследованиям донных отложений озера Бива (Япония) [7]. Наилучшая корреляция наблюдается по наклонению. Полученная связь позволяет произвести предварительную датировку изучаемых отложений. Средний охват временных интервалов составил 5 тыс.лет.

Проведенный термомагнитный анализ позволил выделить две группы образцов на основе температур новообразований. Первая группа соответствует верхней части разреза. Для нее характерен рост намагниченности при температуре 350-370°С и затем резкий спад при ~450°С, что связано с наличием в образцах пирита. Вторая группа соответствует нижней части разреза. Ее отличает плавный рост намагниченности при температуре 350-370°С и затем спад при ~500°С, это связано с наличием в образцах органики и формированием магнетита из окислов и гидроокислов железа при нагреве в восстановительной обстановке (наличие органики). По кривым ДТМА так же можно предположить наличие в образцах магнетита и гематита.

Огромную роль в записях палеоклимата играют широко распространенные в осадках и осадочных породах биогенные магнитные минералы. Установлено несколько типов биогенных магнитных минералов, среди которых выделяется две группы:

- биологически индуцированные минералы - результат жизнедеятельности бактерий использующих в своем жизненном цикле железо, минералы которого наблюдаются за пределами клетки.

- биологически контролируемые минералы - используемые в жизненном цикле бактерии и находятся внутри клетки. Такие бактерии называются магнитотактическими (МБ), они уникальны тем, что выращивают кристаллы (магнитосомы) магнитных минералов (магнетит – Fe₃O₄ или грейгит – Fe₃S₄) внутри клетки и используют их для различных целей [8].

Одновременно в бассейне могут успешно существовать несколько типов магнитотактических бактерий: несколько выше границы окислительной и восстановительной зоны (ГОВЗ) могут жить бактерии-производители кристаллов магнетита; непосредственно на самой границе существуют бактериипроизводители магнетита; ниже ГОВЗ в непосредственной близости к ней живут бактерии, производящие грейгит, интересно, что некоторые из них могут производить и магнетит; на большей глубине (много ниже ГОВЗ), также могут жить магнитотактические бактерии, производящие грейгит.

Зная, что биогенные частицы являются однодоменными, для их обнаружения в осадках использовалось вейвлет-разложение коэрцитивных спектров (КС) на компоненты с гауссовой формой спектра [9] (рис. 2). При изучении озерных отложений применялась методика выделения ферримагнитных компонент по R. Egli [10] (рис. 3).

Проанализировав гистограммы распределения намагниченности источников колонки можно сделать выводы:

1) В образцах присутствует, по крайней мере, три ферримагнитные компоненты:

 компонента «D+EX» (красным) - очень мелкие однодоменные зерна с низкими коэцитивными силами. Скорее всего это биогенно-индуцированные зерна, продукты жизнидеятельности железобактерий.

2 – компонента «BS» (синим) - преимущественно однодоменные зерна имеющие биогенное происхождение, которые являются остатками магнитотактических бактерий.

3 – Наиболее магнитожесткая компонента «Н» - (зеленым) – высококоэрцитивные зерна, вероятно, имеющие аллотигенное происхождение, привнесенные в бассейн осадконакопления водными потоками.

2) В остаточной намагниченности основную роль играет ансамбль однодоменных зерен, это обусловлено тем, что терригенный привнос в бассейн был очень ограничен и нерегулярен, этот фактор наряду с оценкой величины парамагнитной восприимчивости (содержание глинистой компоненты) может дать информацию о вариациях влажности и гидрологическом режиме озера.

3) Информация о содержании биогенных ферримагнитных фракций различного происхождения дает информацию о вариациях биопродуктивности озера.



Рис. 2. а) коэрцитивные спектры нормального остаточного намагничивания (верхняя кривая) и перемагничивания (нижняя кривая), образец 470; б) вейвлет-разложение коэрцитивных спектров на компоненты с гауссовой формой спектра [9].

Анализ вариаций гистерезисных магнитных параметров свидетельствует о наличие интервалов, в которых происходит локальное резкое изменение содер-

жания разных магнитных компонент (парамагнитной, ферримагнитной стабильной и суперпарамагнитной).



Рис. 3. Определение ферримагнитных компонент по R. Egli [10]. а) гистограмма по КС нормального остаточного намагничивания; б) гистограмма по КС перемагничивания.

Вариации отношений гистерезисных параметров в сравнении с парамагнитной намагниченностью осадков указывают на интервалы, в которых наблюдается больше однодоменных зерен. Эти зоны совпадают с локальными участками увеличения парамагнетизма осадков.

Соотношение гистерезисных параметров B_{db}, B_{da} демонстрирует значительные величины полей взаимодействия в ансамблях магнитных зерен осадков, что свидетельствует о наличии в образцах многодоменных зерен. Сопоставление данных параметров по разрезу говорит о наличие в верхней части разреза интервалов, в которых наблюдается больше многодоменных (самых крупных, вероятно, обломочных аллотигенных ферримагнитных) зерен (рис. 4).



Рис. 4. Соотношения гистерезисных параметров (Day-plot). Образцы находятся в области псевлоолноломенности (PSD), хотя в них много однодоменного (SD) материала и присутствуют многодоменные (MD)обломочные зерна. Выделяется две группы образцов: 1 – нижняя половина разреза, 2 – верхняя половина разреза, которые отличаются содерсвойствами жанием И 6 суперпарамагнитного материала.

<u>Выводы</u>: По данным магнитно-минералогического анализа в отложениях озера Яровое обнаруживаются аутигенные (биогенные) и аллотигенные (привнесенные с окружающей территории водными потоками и ветром) магнитные зерна.

Вариации свойств аутигенных магнитных зерен (концентрация, намагниченность, магнитная жесткость) дают информацию о палеобиопродуктивности озера, изменениях уровня воды, палеоклиматических показателях.

Вариации свойств аллотигенных зерен наряду с вариациями содержания парамагнитной фракции дают информацию о вариациях влажности и гидрологического режима озера.

Анализ гистограмм распределения положения максимумов КС показал, что в образцах присутствует, по крайней мере, три ферримагнитные компоненты.

В остаточной намагниченности основную роль играет ансамбль однодоменных зерен, это обусловлено тем, что терригенный привнос в бассейн был очень ограничен и нерегулярен. Этот фактор наряду с оценкой величины парамагнитной восприимчивости (содержание глинистой компоненты) может дать информацию о вариациях влажности и гидрологическом режиме озера.

Информация о содержании биогенных ферримагнитных фракций различного происхождения дает информацию о вариациях биопродуктивности озера.

- Kohfeld, K.E. How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global palaeoenvironmental datasets / K. E. Kohfeld, S. P. Harrison / Quaternary Science Reviews. - 2000. – Vol. 19. – P. 321–346.
- Houghton, J.T. Climate Change 2001: The Scientific Basis / Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / J. T. Houghton, Y.Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson (Eds). – Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2001.
- Fischer, H. The Climate in Historical Times Towards a synthesis of paleoclimate variability using proxy data and climate models / H. Fischer, T. Kumke, G. Lohmann, G. Flöser, H. Miller, H. von Storch, J. F. W. Negendank (Eds). – Springer Verlag, Berlin, 2004.
- Blyakharchuk, T.A. Late Glacial and Holocene vegetational changes on the Ulagan highmountain plateau, Altai Mountains, southern Siberia / T.A. Blyakharchuk, H.E. Wright, P.S. Borodavko, W.O. van der Knaap, B. Ammann / Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. –2004. – Vol. 209. – P. 259-279.
- 5. *Сидоренко, М. Н.* География Алтайского края / М. Н. Сидоренко. Барнаул : Алт. кн. изд-во, 1972.
- Борисов, А.С. Система технологического обеспечения палеомагнитных исследований отложений современных озер : автореф. дис. докт. геол.-мин. наук: 25.00.02 : защищена26.03.04 / БорисовАнатолийСергеевич. – Казань, 2004. – 46 с.
- Ali M. Holocen paleomagnetic secular variation at Lake Biwa, central Japan / M. Ali, H. Oda, A. Hayashida, K. Takemura, M. Torii // Geophys. J. Int. 1999. 136, p. 218-228.
- Robert E. Kopp. The identification and biogeochemical interpretation of fossil magnetotactic bacteria / Robert E. Kopp, Joseph L. / Kirschvink Earth-Science Reviews, - 2008, - 86, - p. 42–61.
- 9. Утёмов, Э.В. «Естественные» вейвлет-преобразования гравиметрических данных: теория и приложения / Э.В. Утёмов, Д.К. Нургалиев / Физика Земли.- 2005.- №4. -С. 88-96.
- *Egli, R.* Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 3. Bacterial magnetite and natural processes in lakes / Physics and Chemistry of the Earth, - 2004, - 29(13-14), p. 869-884.

КОСМИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ: МЕТОДЫ ОБНАРУЖЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Д.К. Нургалиев¹, Д.М. Печерский², П.Г. Ясонов¹, Д.М. Гильманова¹

¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казань (Di-Gilmanova@yandex.ru) ²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Ежегодно на поверхность Земли выпадают десятки тысяч тонн космической пыли [1]. Состав этого вещества достаточно разнообразный – в нем преобладают хондриты и другие силикаты, стекла с вкраплениями металлов и сульфидов, и гораздо реже - частицы металлического железа и никеля. Многие компоненты по химическому составу сходны с земным веществом, но имеют уникальный изотопный состав, что позволяет их идентифицировать с космическим веществом. Но наиболее легко распознать наличие в образцах космической пыли можно по наличию металлического железа, никеля и их сплавов, а также характерной сферической или чешуйчатой форме этих частиц [2].

Имеется множество примеров обнаружения таких частиц в самых различных объектах: озерных осадках, океанических осадках, ледяных кернах Антарктиды и многих других объектах. Такая пыль широко известна по астрономическим наблюдениям, по наблюдениям с искусственных спутников и зондов в высоких слоях атмосферы [2]. Проведенные исследования космической пыли в различных осадках [3] свидетельствуют о наличии вариаций количества выпадающей на землю пыли во времени. Это может быть вызвано различными причинами: прохождением Земли, Солнечной системы и Галактики в зонах с различной концентрацией пыли и обломков, импактными событиями на Земле, а также в Солнечной системе. В сущности, вся история указанных событий за последний 3-4 млрд. лет зафиксирована в первично осадочных породах Земли, и ее реконструкция могла бы позволить понять многие интересные процессы, представляющие интерес. Почему такая информация не получена до сих пор? Причина в одном – выявление космической пыли, и оценка ее количества является очень трудоемкой задачей. Действительно, исследование изотопного состава редких элементов или электронномикроскопические исследования даже сепаратов (например – магнитных) занимают слишком много времени и являются достаточно дорогим занятием. Способов определить металлическое железо, никель или их сплавы не так уж много и среди них наиболее надежный и простой способ – термомагнитный. Чистое железо имеет температуры Кюри от 710 до 780°С [4], температура Кюри чистого никеля составляет около 360°С, сплавы этих металлов имеют достаточно широкий спектр температур Кюри [4], хотя наиболее часто встречаются сплавы с температурой Кюри более 700°С. Таким образом, железо с небольшим содержанием никеля должно легко идентифицироваться по данным термомагнитного анализа, так как в этой области температур более никакие другие природные соединения не обнаруживают термомагнитные эффекты.

В последние годы нами были проведены исследования осадочных пород термомагнитным методом [6] до температуры 800°С с целью обнаружения металлического железа и его сплавов с никелем. Была продемонстрирована высокая эффективность термомагнитного анализа для выявления и идентификации металлического железа. В данной статье представлены основные методические результаты, позволяющие повысить надежность диагностики и количественных оценок содержания Fe, Ni и Fe-Ni сплавов в осадках и осадочных породах[5].

Методика лабораторных измерений Дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА) образцов проводится на экспрессных весах Кюри [6], где измеряется зависимость индуктивной намагниченности от температуры при скорости нагрева 100°С/мин. Такая большая скорость нагрева позволяет уменьшить влияние окисления, что иногда очень важно для получения более надежной информации о первичных минералах, содержащихся в горной породе. С другой стороны, производительность прибора также имеет большое значение. Кривая первого нагрева получается всего за 8 минут! В тоже время, чтобы добиться этих двух положительных эффектов приходится кое-чем пожертвовать. Во-первых, из-за малой теплопроводности обычных образцов горных пород в них возникает большой градиент температур, что приводит к размытию пиков и смещению температур магнитных эффектов. Поэтому - проба должна быть очень маленькой. В нашем приборе ее объем составляет не более 100 мм³, а масса – не более 0.2 грамма. В этом случае градиент температур не превышает 10-15°С. Соответственно требуется очень высокая чувствительность прибора. Весы Кюри действительно обладают такой чувствительностью, в данном приборе она достигает 1*10⁻³ А/т по намагниченности (и соответственно по магнитному моменту -1*10⁻¹⁰ А*m²). С учетом уровня шумов, который возрастает с возрастанием температуры, качественная термомагнитная кривая может быть получена по образцу объемом 100 мм³, который имеет магнитный момент 1*10⁻² А/т при комнатной температуре. По сути, это образец, в котором есть одна пылинка железа размером $\sim 0.01~{\rm Mm!}$

ДТМА проводится в поле 0.2 T, что обусловлено конструкцией конкретного прибора [6]. Для всех образцов получают кривые $M_i(T)$ первого и повторного нагрева до 800°C.

Для повышения надежности необходимо каждый результат контролировать визуально.

Кроме этого необходимо выполнять очень простые правила, позволяющие повысить достоверность данных:

1. Не допускать контакта образцов с железосодержащими поверхностями (инструмент, стол, посуда).

2. Возможность засорения образцов техническим железом можно существенно уменьшить, если перед измельчением образцов их обработанные металлическим инструментом поверхности почистить на чистом точильном камне, который периодически необходимо промывать, просушивать и прочищать сильным магнитом, завернутым в пластик.

3. Мыть тщательно руки перед работой с образцами, не допускать попадания в лабораторию металлической пыли и магнитов с открытой поверхностью.

4. Перед началом работы с коллекцией тщательно почистить держатели прибора, ступки, пестики и все рабочие поверхности, которые могут контактировать с образцами и вашими руками.

5. Измельчение образцов производить в агатовой ступке, новую ступку тщательно прочистить, использовать для измельчения только неметаллический пестик.

6. Начинать измерения с заведомо самых слабых образцов.

7. При подозрении на загрязнение – необходимо повторить измерения с другой навеской данного образца. Следующие признаки свидетельствуют о возможном загрязнении образцов техническим железом:

пики железа на дифференциальных кривых в интервале температур ~ 720° – 755°С очень большие и резкие;

 - пик железа сохраняется в неизменном виде и на кривой второго нагревания (обычно очень мелкие частицы железа окисляются при первом нагревании и на кривой второго нагрева либо полностью отсутствуют, либо сильно уменьшаются по амплитуде);

- пик располагается в области слишком высоких температур (более ~ 760°С), что свидетельствует о наличии очень крупных зерен (вероятно технического происхождения).

- 1. Yada H., Nakamura H, Takaoka N. et al. The global accretion rate of extraterrestrial materials in the last glacial period estimated from the abundance of micrometeorites in Antarctic glacier ice // Earth Planets Space. 2004. V. 56. P. 67–79
- Brownlee D.E. Cosmic dust: Collection and research // Ann.Rev. Earth Planet. Sci. 1985. V. 13. P. 147–173.
- 3. *Raukas A*. Investigation of impact spherules a new promising method for the correlation of Quaternary deposits // Quaternary Intern. 2000. V. 68–71. P. 214–252
- 4. Нагата Т. Магнетизм горных пород. Мир, Москва (1965), 348 с.

- 5. Печерский Д.М., Нургалиев Д.К., Фомин В.А., Шаронова З.В., Гильманова Д.М. Космическое железо в осадках мела-дания. Физика Земли, 5, 2011, С. 12-34
- 6. *Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г.* Палеомагнитный анализ. Казань: Изд-во КГУ, 1986. 167с.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИМ МАГМАТИЧЕСКИМ КОМПЛЕКСАМВ СОСТАВЕ АППАИНСКОЙ И ЭМЯКСИНСКОЙ СВИТ ЫГГЫАТИНСКОЙ ВПАДИНЫ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

С.Ю. Орлов¹, А.В. Шацилло²

¹Геологический институт РАН, Москва ²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Задача корреляции среднепалеозойских магматических комплексов Сибирской платформы является важной как для региональной стратиграфии и тектоники, так и в контексте ряда глобальных геологических проблем (связь массовых вымираний с внедрением и излиянием платформенных базитов, причины субсинхронных вспышек внутриплитного магматизма на удаленных друг от друга континентах, взаимосвязь кимберлитового и траппового магматизма и др.).

Ыгтыатинская впадина является северной частью юго-западного сегмента «Вилюйского палеорифта». Фрагментарные выходы среднепалеозойских комплексов выполнения впадины среди поля мезозойских пород распространены по рекам Вилюй, Ыггыата, Марха и их притокам. Основная их доля представлена пластовыми телами основного состава, рассматриваемыми в работе [3] как лавовые потоки. Согласно стратиграфической схеме [1], эти потоки локализованы в составе аппаинской и эмяксинской свит. Но эти же комплексы рассматривались [5] также и как интрузивные тела, и четких доказательств в пользу той или иной точки зрения у нас нет. Вдоль северо-западной периферии впадины широко развиты выходы интрузивных тел различной морфологии (дайки, силлы, хонолиты) внедренных в раннепалеозойские комплексы.

<u>Данные о возрасте комплексов</u> Возрастные соотношения перечисленных выше базитовых комплексов дискуссионны, а опубликованных современных датировок для конкретных тел, по которым имеются палеомагнитные определения, пока нет! Интервал значений имеющихся датировок [3,7 и др.] абсолютного возраста для рассматриваемых магматических тел в первом приближении составляет 300-400млн лет. Можно предполагать как наличие коротких пиковых эпизодов магматической активности в пределах этого отрезка времени, так и длительный сквозной магматизм. Породы, имеющие различные характеристики в одном отношении (например, те для которых выявлены существенно различные палеомагнитные направления), могут иметь близкие значения возраста. Т.е., нельзя исключать также того варианта, что значимо различные палеомагнитные направления на самом деле могут быть близкоодновозрастны. И напротив, датировки пород со сходными характеристиками (в том числе и относимых к одной свите или отобранных из одного обнажения) могут существенно различаться.

Палеомагнитные данные и имеюшиеся проблемы Полученные нами (см. ниже) по различным среднепалеозойским магматическим комплексам (обнаженным в бассейне рек Вилюй и Марха) варианты направлений разной полярности уже были продемонстрированы ранее [2,4,8]. Положительное направление (D=195.0, I=65.0, k=20.9, a95=20.6), которое можно рассчитать из 4-х различных определений Г.Г. Камышевой [4] получено чисткой переменным полем. Отрицательное направление (Ds=319,1, Is=-49,3, k=31,5 α95=8,3) получено [8] с использованием современных методик температурной чистки и рассчитанный по нему полюс рассматривается [6] в качестве «ключевого». Положительное направление основано исключительно на определениях по базитам, в то время как в составе отрицательного определения присутствуют также и «кимберлитовые» сайты. Помимо этого, в среднепалеозойских дайковых телах распространенных в смежных с впадиной районах были выявлены низкие направления [2] преимущественно обратной полярности, формирующие независимый северный кластер. Сайты формирующие «дайковое» направление в целом отличаются более низкой кучностью, чем сайты, отобранные из пластовых тел.

Средние направления опубликованных ранее определений - результат осреднения направлений полученных по различным геологическим комплексам. Разница в их возрасте может оказаться значима для валидного палеомагнитного определения. Если рассмотреть набор геологических комплексов, сайты из которых использовались для расчета средних направлений представленных в [4,8], то выясняется, что и в том и в другом случаях объединены данные полученные по магматическим телам с различной структурной позицией и фациальной характеристикой. «Среднее» может включать в себя эффузивы(?) в составе свит среднепалеозойского разреза, силлы и дайки интрудированные в нижний палеозой и кимберлитовые тела. Т.е., палеомагнитные данные получены по комплексам синхронность образования которых не очевидна, и не следует прямо из имеющихся геологических и геохронологических данных. «Удельный вес» разных комплексов в общем массиве этих палеомагнитных данных различен. Не всегда из приводимых кратких описаний объектов опробования, возможно, определить в какой именно пропорции данные были смешаны. Ситуация осложняется невозможностью сопоставить некоторые объекты охарактеризованные в [4,8] с конкретными телами и разрезами (по причине приведения в этих работах усредненных координат точек отбора).

Задача Исходя из неопределенной ситуации рассмотренной выше, надо получить статистически обоснованные палеомагнитные характеристики для среднепалеозойских магматических комплексов, являющихся относительно близкоодновозрастными внутри себя (исходя из их позиции в разрезе, локализации распространения в пределах одной площади и сходства состава). Очевидно, что пока такими комплексами являются (до проведения массового датирования отдельных тел) только образования аппаинской и эмяксинской свит. Нижний предел возможного возраста магматических пород аппаинской свиты – живетский (на основании определений фауны [3] подстилающей харьяюряхской свиты [1]), в современной схеме стратиграфии она рассматривается как верхнедевонская [1]. Возраст осадочных пород эмяксинской свиты - рассматривается как раннекаменноугольный [1]. Палеомагнитные данные по пластовым телам основного состава из аппаинской и эмяксинской свит В 2009-2010гг нами были изучены практически все разрезы аппаинской и эмяксинской свит обнажающиеся по рекам Вилюй и Марха. Было отобрано около 30 сайтов (в среднем по 10 образцов) из магматических и осадочных пород. Данные получены путем температурной чистки (до 15 шагов) в большинстве случаев позволившей уверенно выделить компоненты ЕОН и круги перемагничивания. Палеомагнитные направления представлены в табл. 1.

№	site	φ	λ	n/n1	Dg	Ig	Ds	Is	k	α95°
Аппаинская свита										
1	MAR5	64.401	116.739	17/17	288.1	60.1	288.1	63.1	118	3.3
2	MAR7	64.4351	116.848	9/9	293.3	76.8	234.0	67.3	23.2	10.9
3	MAR8	64.1218	116.612	7/7	290.4	61	291.4	65.0	72.1	7.2
4	MAR9	64.1378	116.672	10/10	286.7	61.8	287.3	65.8	172.7	3.7
5	MAR10	63.9797	116.638	13/13	219.3	42.7	215.9	44.4	12.3	12.3
6	MAR12-1	63.841	116.444	24/17	3.6	-26.7	357.2	-22.6	6.7	12.3
7	MAR12-2	63.841	116.445	10/10	172	7.9	170.9	1.2	43.3	7.4
8	VIL4	63.0546	115.125	10/5	297.4	25.2	296.5	25.6	139.7	9.5
9	VIL5	63.0071	115.144	10/8	280.9	-0.2	280.9	-0.2	13.4	16.3
10	VIL6	63.0062	115.151	10/17	286.1	10.1	286.1	10.1	21.3	8.0
11	VIL11-1	62.8009	115.368	10/4+8c	286.3	12.1	286.0	16.3	16.1	11.5
12	VIL11-2	62.8009	115.368	10/10+3c	289	-7.3	289.0	-2.3	53.5	5.8
				Эмяксин	ская сви	та				
13	VIL8	62.9638	115.286	10/6	250.4	71.5	220.2	81.6	490.8	3.0
14	VIL13	62.6418	115.351	10/5+4c	211.3	75.2	211.3	75.2	78.0	6.1
15	VIL14	62.6294	115.436	10/6	194.3	70.2	171.6	65.9	45.9	10.0
16	VIL16-1	62.6287	115.44	6/5	215.8	63.2	196.0	62.8	95.8	7.9
17	VIL16-2	62.6287	115.44	6/5	201.7	62.1	184.3	59.5	50.4	10.9
18	VIL18-1-1	62.6266	115.418	6/5	207.0	64.7	187.1	62.7	41.0	12.1
19	VIL18-1-2	62.6266	115.418	6/6	198.0	60.2	182.4	57.0	232.3	4.4
20	VIL18-2	62.6266	115.418	6/6	214.0	67.5	190.5	66.3	70.4	8.0
21	VIL19	62.6275	115.411	10/7	231.8	75.4	191.8	75.9	156.2	4.8
22	VIL20*	62.3066	115.973	10/3+7c	183.3	77.6	203.3	75.9	26.1	10.1
23	VIL21*	62.3031	116.059	10/4+7c	356.3	-72.2	11.2	-71.3	66.2	5.9
24	VIL22*	62.2997	116.085	10/6+6c	196.0	78.8	215.1	76.1	142.1	3.8

Таблица 1. Палеомагнитные направления для магматических пород в составе аппаинской и эмяксинской свит Ыггыатинской впадины.

Примечания: ϕ – широта места отбора; λ – долгота места отбора; Параметры группировки векторов характеристической ЕОН: **D** – склонение: в современной (Dg) и древней (Ds) системе координат; **I** – наклонение: в современной (Ig) и древней (Is) системе координат; **k** – кучность; α 95 – овал доверия; **n/n1** – количество образцов: отобранных/ использованных в расчетах. **c** – круги перемагничивания. Сайты №№1-12: пластовые тела базитов относимые согласно [1, 3] к эффузивам аппаинской свиты; сайты №№13-24: пластовые

тела относимые согласно [1] к эффузивам эмяксинской свиты (кучугунурская свита по [3]); сайты помеченные * совпадают по локализации отбора с вилюйскими (отобранными по реке Вилюй) сайтами из [7] где данные магматические комплексы рассматриваются как интрузивные тела и используются другие элементы залегания.

Аппаинская свита Часть сайтов отобранных из выходов пластовых магматических тел на реке Марха и относимых к аппаинской свите [3] формируют достаточно кучный кластер образованный 4-мя разнесенными в пространстве сайтами (MAR-5,7,8 и 9). В данном случае образцы характеризуются хорошо интерпретируемой записью. Сходимость в пределах кластера повышается, если рассматривать сайт MAR-7 в современной системе координат (Dg=289.1, Ig=64.9, k=102.4, α 95=9.1), и понижается в древней системе координат (Ds=277.1, Is=67.0, k=54.8, α 95=12.5). Это может свидетельствовать или о не первичном характере намагниченности, или о том, что наблюдаемый наклон комплексов близок к их первичному залеганию.

Направление сайта MAR-10 удалено от вышеописанного кластера и ближе (по склонению) к эмяксинскому направлению. Оно близко к мархинскому положительному определению Г.Г. Камышевой [4]:D=209.0, I=52.0, k=23.0. Возникает вопрос о его возрастной принадлежности. Исходя из расположения сайта в более внутренних частях впадины, и близости этих направлений к эмяксинскому кластеру нельзя исключать, что этот сайт может относиться и к более молодым образованиям, чем аппаинская свита. Заметим, здесь что направление MAR-10 также близко и к определению по пластовым телам с р.Ыггыата (D=205.0, I=45.0, k=22.0, α95=7.0) [4] где на небольшом по площади участке выделяются и аппаинские и эмяксинские комплексы.

Направления сайтов MAR-12-1 и MAR-12-2 (два пластовых тела разделенных прослоем осадочных пород) характеризуются различной полярностью и близки к низким направлениям установленным [2] для дайковых тел Вилюйско-Мархинского пояса.

По группе сайтов отобранных из выходов аппаинской свиты на реках Аппая и Вилюй (сайты VIL1,4,5,6 и VIL-11) получено низкое направление не согласующееся однако с низкими направлениями дайковых тел представленными в [2]. В некоторых сайтах выявлены лишь круги перемагничивания, но средние по обнажениям дают достаточно кучный кластер, с лучшим группированием в древней системе координат: Ds=287.3, Is=9.1, k=48.3, α 95=9.7, n=6. Данное направление можно рассматривать (на основе интерпретации всего массива имеющихся палеомагнитных и геохронологических данных) или как независимое низкое направление или как результат суперпозиции положительного направления полученного нами по эмяксинской свите (см. ниже) и отрицательного направления [8]. В случае правильности последнего сценария наше положительного направление оказывается моложе данного отрицательного направления, а последнее получает независимое подтверждение своего существования.

Большинство направлений, полученных по относимым к аппаинской свите пластовым телам на Мархе и на Вилюе, характеризуются близким склонением, но сильно различаются по наклонению. <u>Эмяксинская свита</u> Породы эмяксинской свиты несут четкую палеомагнитную запись – диаграммы Зийдервельда часто демонстрируют однокомпонентную намагниченность. Выделенные компоненты намагниченности имеют хорошую сходимость, как в объеме одного обнажения, так и при сравнении средних. Направление (Ds=191.6, Is=69.6, k=80.4, α 95=4.9, n=12) монополярно (за исключением 1-го обнажения) и является доскладчатым. Данное направление практически совпадает с направлением, получающимся из осреднения направлений полученных для Вилюйско-Мархинского региона Г.Г. Камышевой (см. выше), но значимость подобного совпадения неочевидна. Как уже было замечено, в этих определениях были осреднены данные по различным геологическим комплексам.

Выводы Сопоставление имеющегося массива определений абсолютного возраста базитовых магматических пород Патомско-Вилюйского региона и палеомагнитных направлений не позволяет на данном этапе сформулировать непротиворечивую картину временных соотношений различных магматических комплексов Ыггыатинской впадины и смежных структур.

Можно сделать вывод, что в первом приближении разделение магматических тел аппаинской и эмяксинской свит как разновозрастных комплексов (несмотря на отсутствие подтверждения этого современными датировками) является правильным, так как они характеризуются существенно различными палеомагнитными направлениями.

Существование низких направлений характерных для части сайтов аппаинской свиты можно объяснить очень быстрым формированием этих магматических тел в условиях переходного поля во время инверсии. С другой стороны отдельные низкие направления близки к ожидаемым для региона силурийскораннедевонским направлениям. Т.е., в составе «аппаинской свиты» могут быть несколько генераций разновозрастных магматических тел, как моложе, так и древнее ее общепринятого возраста.

Мы предлагаем (до получения надежных геохронологических определений по магматитам аппаинской и эмяксинской свит и интрузивным комплексам обрамления Ыггыатинской впадины) использовать для палеогеографических реконструкций только палеомагнитное направление эмяксинской свиты рассматривая его как раннекаменноугольное.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 11-05-00705.

- 1. Гайдук В.В. Вилюйская среднепалеозойская рифтовая система, Якутск, 1988, 128с.
- Константинов К.М. и др. Палеомагнетизм среднепалеозойских базитов из зон влияния Вилюйского и Кютюнгдинского палеорифтов Сибирской платформы (первый этап) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Москва, 2007, с.72-76
- 3. Масайтис В.Л. и др. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского среднепалеозойского авлакогена. М.- Недра, 1975. 182с.
- 4. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Данные по СССР, выпуск 3, Москва, 1975.
- 5. Феоктистов Г.Д. Петрохимия базитов Ыггыатинской впадины (Сибирская платформа) // Геология и геофизика, 1988, №10, с.28-36
- 6. Cocks L. et al. Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // Earth-Science Reviews 82 (2007), p.29–74.

- 7. Courtillot, V., et al. Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): Eruption at the time of Late Devonian extinction events? Earth Planet. Sci. Lett. (2010), doi:10.1016/j.epsl.2010.09.045
- Kravchinsky V.A. et al. Palaeomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and palaeogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophys. J. Int. 2002, Vol.148, p.1-33.

ТЕПЛОВЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ В ОБСТАНОВКЕ НАДВИГА – ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

О.И. Парфенюк

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва (oparfenuk@mail.ru)

1. Особенности строения зон континентальной коллизии Модель континентальной коллизии по типу надвига представляет собой один из возможных сценариев формирования гранулитовых комплексов и позволяет понять разнообразие P-T трендов и условий метаморфизма в области, испытывающей деформации под действием горизонтальных сжимающих напряжений и неравномерно распределенных вертикальных нагрузок. Результаты численного моделирования тепловой и механической эволюции зон континентальной коллизии, сформировавшихся в результате надвига вдоль разлома и испытавших деформации в обстановке сжатия при горизонтальном сокращении верхней коры и дополнительной вертикальной нагрузке в результате формирования поднятий, получены в условиях реологически расслоенной литосферы. Особый интерес представляет изучение условий образования гранитного расплава на различных глубинах в ходе коллизии и после ее завершения, а также механизм выхода гранитоидов на поверхность, что создает основу для моделирования возможных процессов эволюции верхних оболочек Земли.

Общие черты строения надвиговых зон в областях континентальной коллизии различного возраста обусловлены тем, что формирование и эволюция земной коры различных геологических провинций в окрестности главного разлома, по которому происходит надвиг и поднятие верхнего слоя, принципиально могут быть описаны одним процессом. В ходе коллизии один континентальный блок надвигается на другой; последующие поднятие и эрозия приводят к обнажению на поверхности пород нижней коры с возрастанием степени метаморфизма в направлении разлома вдоль поверхности надвинутого блока.

Основной причиной появления гранитных расплавов в обстановке коллизии является возмущение теплового поля в утолщенной коре. Тепловые источники, которые могут вызвать повышение температуры на разных глубинах в процессе надвига, - это выравнивание температуры в надвигаемой и поднадвиговой плитах, повышение радиогенной теплогенерации за счет увеличения мощности теплогенерирующего слоя, наличие горизонтального переноса тепла из-за нарушения тектонической структуры при коллизии и локальный разогрев в результате трения при перемещении вдоль разлома при надвиге. Эволюционное двумерное численное моделирование позволяет исследовать различные причины и уровни проявлений коллизионного гранитообразования в областях различного возраста. Это слой гранитного расплава (субсолидус), выявляемый геофизическими методами в кайнозойских коллизионных системах (Гималаи, Кавказ); гранитный горизонт, который обнажается на поверхности в результате эрозии верхних поднятых покровов в областях коллизии палеозоя (Варисциды Европы); глубинный источник гранитного расплава в нижней коре древних областей коллизии, выведенный на поверхность после полного эродирования верхних слоев комплексов (коллизионные структуры Сибирского кратона, зона Капускейсинг Канадского щита) [1-2].

2. Оиенки генерации тепла в земной коре Континентальная кора является хранилищем долгоживущих радиоактивных элементов – урана, тория и калия. Содержание этих элементов является ключевым параметром для оценки теплового режима континентов и эволюции мантийного вещества в процессе выделения коры. Оценки средних концентраций ²³⁵U, ²³⁸U, ²³²Th и ⁴⁰К различаются почти в два раза, что приводит к средним значениям объемной генерации тепла в диапазоне 0.55 – 1.31 мкВт/м³. Средняя поверхностная генерация тепла для различных архейских и протерозойских геологических провинций, полученная путем систематического отбора образцов на больших площадях, дает разброс значений в еще более широком диапазоне 1.01 – 3.6 мкВт/м³ [3]. Для архейских и протерозойских провинций Каналы и Южной Африки радиогенная генерация тепла оценивается величинами 0.6 – 2.3 мкВт/м³. Постколлизионное образование гранитов палеозойских варисцид (Южная Богемия) в диапазоне 330 – 370 млн. лет назад происходило в обстановке неравномерно распределенных источников радиогенного тепла с максимальными значениями 1.9 – 2.1 мкВт/м³ на глубинах 2.6 – 23.4 км [2]. Для древнейших провинций архейского возраста стандартное отклонение плотности теплового потока 11 мВт/м² при среднем значении 41 мВт/м² является значительной величиной и отражает важные различия в строении и генерации тепла земной коры [3]. Вириации теплового потока внутри провинции так же велики, как и для различных провинций, что отражает различия в строении земной коры и количестве радиоактивных элементов в ней.

Долгое время самой распространенной моделью распределения радиоактивной теплогенерации с глубиной была модель ее экспоненциального убывания. Последние исследования в этой области показали, что концентрация источников тепла не убывает с глубиной. В вертикальном масштабе порядка 10 км изучение образцов Кольской сверхглубокой скважины [4] и скважины КТВ в Германии [5] показало отсутствие систематической вариации теплогенерации с глубиной. Этот факт нашел подтверждение и при многочисленных измерениях теплогенерации в выведенных на поверхность породах вплоть до средней коры, например, областей Пиквитоней-Сашиго и Капускейсинг-Вава Канадского щита [6]. Поэтому на настоящем этапе исследований самым разумным будет предположение о постоянной величине теплогенерации в верхней коре.

Детальное изучение распределения плотности теплового потока и коровой генерации тепла основных провинций различного возраста позволило авторам работы [3] сделать оценки полной генерации тепла земной коры для архейских, протерозойских, палеозойских и фанерозойских структур. Они составляют 0.56 –

0.73 мкВт/м³ для архея, 0.73 – 0.90 мкВт/м³ для протерозоя и 0.95 – 1.1 мкВт/м³ для фанерозоя и палеозоя при мощности коры примерно 40 км. Принимая во внимание тот факт, что нижняя кора обеднена радиоактивными элементами, указанные оценки в случае верхней коры должны быть увеличены с учетом значений мощности верхней и нижней (обедненной) коры.

<u>3. Модель континентальной коллизии по типу надвига</u> На основе разработанных ранее алгоритмов проведено изучение тектонического и теплового режимов при формировании и эволюции компрессионных орогенов. Модель рассматривает конвергенцию двух относительно легких континентальных плит, одна из которых надвигается на другую, формируя утолщение коры. Предполагается, что верхняя кора разбита на блоки, которые слабо связаны друг с другом. Такой жесткий, но гибкий слой может перемещаться, не деформируясь, вдоль основного разлома. Возникающее при этом утолщение верхней коры компенсируется вязкими течениями в области нижней коры и верхней мантии (рис. 1). Развитие горизонтальных и наклонных движений пластин и блоков земной коры приводит к резким нестационарным нарушениям теплового режима и теплового потока, т.к. в результате надвига "холодный" слой оказывается под "горячим" слоем.



Рис. 1. Геометрия модели деформаций и граничные условия для механической и тепловой задач; верхняя кора (i = 3), нижняя кора (i = 1) и литосферная верхняя мантия (i = 2); давление на верхней, правой и нижней границах - P₁, P₂, и P₃.

Моделирование вязких течений на глубинах нижней коры и литосферной верхней мантии в рамках уравнения движения и неразрывности проведено в приближении ньютоновской реологии для двухслойной несжимаемой вязкой жидкости. Методом конечных элементов решена задача о распределении поля скоростей и напряжений:

$$\begin{aligned} & \left[\boldsymbol{\mu}_i \nabla^2 \mathbf{u} - \nabla P - \boldsymbol{\rho}_i \mathbf{g} = 0 \\ & \nabla \mathbf{u} = 0. \end{aligned}$$
 (1)

Здесь Р – давление, **u** – вектор скорости, ρ – плотность, μ – эффективная кинематическая вязкость (μ = const), **g** – ускорение силы тяжести, ∇ - линейный дифференциальный оператор, $\nabla^2 = \nabla \cdot \nabla$ – оператор Лапласа.

На основе решения системы уравнений сохранения массы и импульса выполнены расчеты тепловой эволюции деформируемой в процессе коллизии области, включая верхнюю кору (с областью надвига), обогащенную радиоактивными элементами [7 - 8]. Уравнение сохранения энергии для случая обобщенных лагранжевых координат (сетка привязана к движущейся материальной точке) формулируется как уравнение теплопроводности без инерционного члена, который содержится в субстанциональной (полной) производной по времени:

$$c_i \rho_i \frac{DT}{Dt} = \lambda_i \nabla^2 T + H_i, \qquad (2)$$

где с – удельная теплоемкость, ρ - плотность, λ – коэффициент теплопроводности, H – скорость генерации тепла.

4. Влияние тепловых источников на процесс образования гранитных растлавов Для определения вклада радиогенного тепла верхней коры рассмотрен сценарий сокращения коры со скоростью 0.5 см/год в течение 20 млн. лет с эрозией и одновременной седиментацией, которые начались спустя 5 млн. лет после начала надвига. Полное горизонтальное сокращение мощности коры составляет 100 км. Результатом этих одновременно происходящих процессов - горизонтального сокращения, нагрузки, эрозии и осадконакопления - стало увеличение мощности коры в области протяженностью порядка 250 км. В случае эрозии со скоростью 0.5 мм/год на стадии надвига и 0.25 мм/год на постколлизионной стадии максимальное отклонение Мохо составляет 22 км. Следует отметить особую роль скорости эрозии поднятых покровов на постколлизионной стадии, когда происходит выравнивание поверхностного рельефа, и на поверхность выводятся породы с глубин средней и частично нижней коры (эрозионный срез в максимальном варианте расчетов спустя 30 млн. лет после окончания надвига достигает 9 км).

Расчеты тепловой эволюции деформированной в ходе горизонтального сокращения коры и надвига показали возможность формирования расплавного горизонта на наиболее глубоком уровне (глубины порядка 30 - 40 км) по классификации [1]. В описанном выше варианте рассматривалась двухслойная кора с начальным значением плотности теплового потока 60 мВт/м² и теплогенерацией 1.5; 2 и 2.5 мкВт/м³ в утолщенной верхней коре, что может соответствовать обстановке палеозоя, протерозоя и раннего протерозоя (когда теплогенерация была примерно в 1.6 раза выше современной). Превышение температуры влажного гранитного солидуса в этих условиях возникает на уровне 35 - 40 км (рис. 2), и после окончания коллизии в описанном выше варианте зона плавления поднимается до глубины 15 - 20 км на постколлизионной стадии через 30 млн. лет после окончания надвига (рис. 3). При этом в утолщенной коре градиент температуры превышает начальный (25°С/км) на 15 – 25 °С/км в зависимости от принятых значений теплогенерации верхней коры. Высокие градиенты температуры в верхних слоях являются характерной особенностью теплового режима коллизионных областей.



Рис. 2. Расчетные геотермы для центральной части коллизионной зоны после завершения коллизии (t = 20.0 млн. лет) для начального распределения температуры (кривая 4) при значениях теплогенерации верхней коры: 1 – 1.5 мкВт/м³; 2 – 2.0 мкВт/м³; 3 – 2.5 мкВт/м³. T_s – температура солидуса влажного гранита.

Плотность теплового потока над фронтальной областью надвига достигает величины 108 мВт/м² на постколлизионной стадии (спустя 30 млн. лет после окончания коллизии) при значении теплогенерации 2.5 мкВт/м³. Для сравнения плотность теплового потока у Главного Кавказского хребта (современная зона коллизии Аравийской и Евразийской плит) достигает очень высоких значений – 71 – 193 мВт/м² на фоне прилегающих с севера частей Скифской плиты – 50 мВт/м² и расположенной на юге Закавказской плитой – 58 – 97 мВт/м² [9].

Расчеты различных вариантов начального донадвигового распределения температуры при постоянном значении коэффициента теплопроводности $\lambda = 2.5$ Вт/м-К позволили определить нижнюю границу начального теплового состояния, при котором возможно образование глубинных горизонтов плавления. По результатам численного моделирования показано, что определяющими параметрами формирования зон гранитного расплава в процессе надвига и на постколлизионной стадии являются начальное тепловое состояние изучаемой области (и определяемые им значения вязкости нижней коры и верхней мантии) с градиентом температуры в верхней коре не ниже 25 К/км. Таким образом, численная модель позволяет объяснить возможность появления глубинных расплавных горизонтов к моменту окончания коллизии и на постколлизионной стадии при начальном распределении температуры, соответствующем значениям теплового потока не ниже 50 - 60 мВт/м².



Рис. 3. Расчетные геотермы для центральной части коллизионной зоны на постколлизионной стадии (t = 62.2 млн. лет) для начального распределения температуры (кривая 4) при значениях теплогенерации верхней коры: 1 - 1.5 мкВт/м³; 2 - 2.0 мкВт/м³; 3 - 2.5 мкВт/м³. T_s – температура солидуса влажного гранита.

Скорость генерации тепла трения, выделяемого при движении вдоль разлома, принимается пропорциональной скорости надвига и величине тангенциального напряжения τ : $\tau = f \rho g h$, где f – коэффициент трения, g – ускорение силы тяжести, ρ - плотность, h – глубина. Дополнительный нагрев в окрестности зоны трения может составлять 10 – 150°С [10]. Верхняя оценка справедлива для надвигаемой пластины большой мощности (20 – 30 км), высокой скорости сокращения коры (4 – 6 см/год) при верхних оценках коэффициента трения (f = 0.4 – 0.6) и длительном процессе надвига. Наши расчеты показали рост температуры вдоль разлома вплоть до значений 600°С на глубинах 12 – 15 км горизонтальной протяженностью примерно 25 км в случае высокой теплогенерации. Добавление тепла трения в этой области делает возможным появление локальной зоны частичного плавления, т.е. гранита в состоянии субсолидуса, наблюдаемого геофизическими методами в ряде систем кайнозоя.

Заключение Расчеты различных вариантов теплогенерации верхней коры позволили определить время и область образования глубинных горизонтов плавления. Область превышение температуры влажного гранитного солидуса возникает на уровне 35 - 40 км, и после окончания коллизии в описанных выше вариантах зона плавления поднимается до глубины 15 - 20 км на постколлизионной стадии через 30 млн. лет после окончания надвига. Показано, что определяющими параметрами формирования зон гранитного расплава в процессе надвига и на постколлизионной стадии являются начальное тепловое состояние изучаемой области, а также величина источников тепла в слое верхней коры. Результаты численного моделирования с различными значениями теплогенерации верхней коры показали возможность появления расплавных горизонтов либо к моменту окончания коллизии (при высоких значениях тепловыделения), либо на постколлизионной стадии при начальном распределении температуры, соответствующем значениям теплового потока выше 60 мВт/м². Учет тепла трения при движении по разлому приведет к возможности появления локальных областей гранитного расплава малой мощности на небольших глубинах наблюдаемого геофизическими методами в ряде коллизионных систем кайнозоя.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 06-05-65221 и 09-05-01032).

- 1. *Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. Труды ГИН РАН; В. 545. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
- Gerdes A., Worner G., Henk A. Post-collisional granite generation and HT LP metamorphysm by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J. Geol. Soc. 2000. V. 157. P. 577 – 587.
- Jaupart C., Mareschal J.-C. Constraints on crustal heat flow data // Treatise on Geochemistry, V. 3: The Crust. Ed. By R.L. Rudnick. Elsevier Sci. Pub. Amsterdam. 2004. P. 65 – 84.
- Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ Технонефтегаз, 1998. 260 с.
- 5. *Clauser C., Gieses P., Huenges E. et al.* The thermal regime of the crystalline continental crust: implications from the KTB // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 18417 18441.
- Fountain D.M., Salisbury M.H., Furlong K.P. Heat production and thermal conductivity of rocks from the Pikwitonei-Sashigo continental cross section, central Manitoba: implications for the thermal structure of Archean crust // Can. J. Earth Sci. 1987. V. 24. P, 1583 – 1594.

- Парфенюк О.И. Тепловые эффекты процесса деформаций при надвиге (результаты численного моделирования) // Известия высших учебных заведений, серия "Геология и разведка". 2008. № 6. С. 68 – 73.
- 8. Парфенюк О.И., Марешаль Ж.-К. Численное моделирование термо-механической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюпериор Канадского щита) // Физика Земли. 1998. № 10. С. 22 32.
- Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского региона // Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена. Киев: Наукова думка, 1996. С. 151 – 178.
- Brewer J. Thermal effects of thrust faulting // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 56. P. 233 244.

ПЕТРОМАГНЕТИЗМ И СОСТАВ МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ МЕТЕОРИТОВ

Д.М. Печерский, Г.П. Марков, В.А. Цельмович

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва (gpmarkov@yandex.ru)

Анализ мировых петромагнитных данных о метеоритах показывает, что петромагнитные исследования метеоритов проводились, в основном, в следующих направлениях: 1) измерения магнитной восприимчивости [1], 2) оценка природы естественной остаточной намагниченности метеоритов [2,3], 3) измерения магнитных свойств отдельно взятых метеоритов [4], 4) выяснение магнитных признаков тетратэнита [4] и т.п. Обобщающих исследований, сочетающих термомагнитный, микрозондовый и другие виды анализа, до сих пор не проводилось.

Исследованию магнитных свойств, термомагнитному анализу (ТМА) в сочетании с микрозондовым анализом (МЗА) метеоритов разных типов и посвящена настоящая работа.

Исследуемые образцы метеоритов (25 метеоритов, из них 13 железных, 6 железокаменных и 6 каменных, 3 тектита, всего 40 образцов) были отобраны из коллекций Геологического музея им. В.И. Вернадского РАН (Москва) и Музея естественной истории СВКНИИ ДВО РАН (Магадан). Эти образцы относятся к самым разным регионам Земли, времена падения их на Землю охватывают, по крайней мере, три века, поэтому исследуемая выборка образцов является вполне представительной для выявления общей картины распределения, состава и магнитных свойств присутствующих в метеоритах магнитных минералов.

При изучении метеоритов выполнен комплекс магнитных измерений, ТМА и M3A. Для магнитных измерений и ТМА использовались спин-магнитометр JR-6 (AGICO, Чехия), магнитометр MM VFTB EM (Petersen Instruments, Германия), термо-вибромагнитометр конструкции Н.М.Аносова и Ю.К.Виноградова (ИФЗ РАН). При ТМА проводились непрерывные измерения намагниченности (М) в постоянном магнитном поле 600 мТл в процессе нагрева образца до 800°С и последующего охлаждения до комнатной температуры. Цикл нагрев-охлаждение, как правило, повторялся дважды. МЗА проводился с помощью микрозонда «Тескан Bera II» с энергодисперсионным спектрометром.

Из всех обнаруженных и проанализированных микрозондом магнитных минералов при TMA во всех исследуемых метеоритах наиболее отчетливо определяется камасит по двум признакам: 1) при нагреве, как правило, фиксируется точка Кюри камасита (T_c), т.к. при содержании никеля в камасите до 10% температура структурного перехода камасит \rightarrow тэнит ($T\alpha \rightarrow \gamma$) выше или близка к T_c (рис. 1а), 2) при охлаждении от 800°С фиксируется температура перехода тэнит \rightarrow камасит ($T\gamma \rightarrow \alpha$), сдвинутая относительно T_c вниз примерно на 100° [5]. По разным причинам величина этого температурного сдвига заметно колеблется, но виден тренд увеличения сдвига по мере роста содержания никеля в камасите (рис. 2).



Рис. 1. Примеры кривых M(T) метеоритов: а) типичные для всех типов метеоритов, б) нетипичные кривые, в) вторично измененного метеорита.



Рис. 2. Зависимость температурного сдвига между кривыми M(T) нагрева и охлаждения от содержания Ni в камасите.

Тэнит, содержащий более 30% Ni присутствует по данным M3A в 12 образцах из 40, среди которых 4 железных, 2 железокаменных и 6 каменных, т.е. тэнит присутствует во всех каменных метеоритах. При TMA тэнит зафиксирован только в трех образцах. При этом камасит и тэнит не образуют непрерывного ряда твердых растворов, а кристаллизуются обособленно.

Кроме обособленных образований камасита и тэнита везде встречаются тонкие ламели тэнита в камасите, как результат распада последнего [4]. Размеры ламелей тэнита обычно меньше размера зонда и определяются лишь по некоторому увеличению содержания никеля, при этом оценивается средний состав камасита. Термомагнитный признак существования таких структур – уменьшение точек Кюри камасита после нагрева образцов до 800°С. При первом нагреве точки Кюри в большинстве случаев не зависят от содержания никеля и очень близки к T_c чистого железа, поскольку в большинстве изученных метеоритов камасит представляет собой тонкие ламели тэнита в почти чистом железе. При втором нагреве происходит гомогенизация твердого раствора, заметное уменьшение T_c и появляется ее зависимость от концентрации никеля в камасите (рис. 3).

Шрейберзит обнаружен микрозондом в 40% образцов, но в заметных количествах он зафиксирован и МЗА, и ТМА лишь в трех метеоритах. Единичные зерна шрейберзита обнаружены микрозондом еще в 9 метеоритах. Его распределение крайне неравномерно, содержание никеля в шрейбезите колеблется от 8 до 66%.

Зерна редкого для метеоритов Fe-Al сплава обнаружены в виде включений в камасите в двух метеоритах, единичные зерна Ni – в трех метеоритах, когенит в исследуемых метеоритах не обнаружен.

Кроме того, в нескольких метеоритах обнаружен Fe-окисел с примесью серы и никеля, связанный с участками заметного изменения метеоритов. Его средний состав: 44,3% O; 2.4% S; 47.5% Fe; 4.3% Ni. Содержание серы колеблется в относительно небольших пределах (от 1,8 до 2,8%), видимо, отражая тот факт, что сера является постоянным компонентом данного минерала. Концентрация никеля варьирует от 2 до 7% в зависимости от состава камасита, по которому образуется этот минерал. Очевидно, этот минерал содержит только Fe³⁺, поэтому ус-

тойчив при нагревах до 800 °C. Точка Кюри его близка к точке Кюри магнезиоферрита и якобсита. На кривых M(T) нагрева и охлаждения (рис. 4) присутствуют только две магнитные фазы: интересующий нас Fe-окисел с примесью серы и никеля с $T_c \sim 280^{\circ}$ C и магнетит. По этим данным можно оценить удельную намагниченность насыщения (M_s) Fe-окисла с примесью серы и никеля. После нагрева суммарная величина $M_s = 3,17 \text{Am}^2/\text{kr}$ (исходная $M_s = 0,69 \text{Am}^2/\text{kr}$ и после нагрева до 800°C она выросла в 4,6 раза!). На долю магнетита приходится 79% M_s (рис. 4), т.е. 2,5 Am^2/kr , содержание магнетита в образце составляет 2,5/92 = 2,7%, остальные 97,3% приходятся на фазу с $T_c \sim 280^{\circ}$ C. Таким образом, M_s этой фазы равна (3,17-2,5)/0,973 $\approx 0,69 \text{ Am}^2/\text{kr}$ и совпадает с исходной M_s образца, т.е. в исходном состоянии магнитный материал в этой фракции представлен исключительно Fe-окислом с примесью серы и никеля.



Рис. 3. Смещение точек Кюри в сторону расчетных после нагрева образцов метеоритов до 800° С. (T_{c1} - результат первого нагрева, T_{c2} – результат второго нагрева).



Рис. 4. Кривые М(Т) Fe-окисла с примесью серы и никеля.

Fe-сульфиды (троилит, пирротин, пентландит) обнаружены при M3A примерно в 30% образцов. При этом в заметных количествах они присутствуют во всех каменных метеоритах и почти отсутствуют в железных и железокаменных метеоритах.

Магнетит фиксировался при ТМА во многих метеоритах. Судя по всему, это вторичный продукт окисления камасита и других первичных магнитных минералов. Магнетит, как и другие окислы железа (гематит, гетит и т.п.), не имеют отношения к доземной истории метеорита и не представляют интереса в данной работе.

Остальные обнаруженные в исследуемых метеоритах минералы, такие как феррошпинели, корунд, добреелит, Fe-Al сплав, киноварь и др. являются скорее экзотическими, а не закономерно присутствующими в метеоритах.

Одним из главных результатов настоящего исследования является распределение числа случаев определения (ЧСО) при МЗА той или иной концентрации никеля в камасите, тэните и в шрейберзите по концентрации никеля. Эти данные показывают: а) число случаев фиксации тэнита почти в 6 раз меньше, чем камасита, б) трехмодальное распределение ЧСО по концентрации никеля: 1 – чистое железо с модой 0% Ni, 2 – камасит с модой 5-6% Ni в железных и железокаменных метеоритах и 3% Ni в каменных метеоритах, 3 – тэнит с модой 50% Ni в каменных метеоритах, в) в железных и железокаменных метеоритах Fe-Ni сплав, содержащий более 20% Ni (тэнит) присутствует лишь в виде единичных зерен, в каменных метеоритах доля тэнита, содержащего 39-52%Ni, с модой 50%Ni существенно возрастает, г) между модами содержания никеля в камасите и и тэните наблюдается заметный провал ЧСО, который «заполняется» содержанием никеля в шрейберзите.

Таким образом. содержанию никеля образуется закономерная по последовательность Fe-Ni сплавов с добавлением фосфора в средней части концентраций никеля: камасит-шрейберзит-тэнит. Это свидетельствует о том, что присутствие этих минералов в космическом теле есть результат взаимосвязанных процессов их образования.

Оценка концентрации камасита, тэнита и шрейберзита по совокупности данных ТМА и МЗА показывает, что, во-первых, суммарное среднее содержание магнитных минералов в железных метеоритах менее 70% что, очевидно, объясняется заметным их окислением; во-вторых, содержание камасита в железных метеоритах на порядок выше, чем в каменных метеоритах; среднее содержание тэнита в пределах ошибки определения одинаково во всех типах метеоритов; втретьих, средняя концентрация никеля в камасите, тэните и шрейберзите в разных типах метеоритов различается незначительно, т.е. разные типы метеоритов различаются только концентрацией трех главных магнитных минералов, а не особенностями их составов. При этом камасит присутствует во всех образцах, шрейберзит тяготеет к металлической части метеоритов, а тэнит – к каменной (табл. 1).

Об однообразии магнитных минералов в разных типах метеоритов свидетельствует также сходный тип кривых M(T): 1) среди всех типов метеоритов явно преобладают «столообразные» и близкие к ним кривые нагрева M(T) (рис. 1а), при втором нагреве кривая M(T) приобретает классическую для ферромагнетиков параболическую форму Q-типа; 2) точки Кюри главной магнитной фазы – камасита на кривой нагрева $T_c = 740-770^{\circ}C$, средние значения T_c в трех типах метеоритов различаются всего на 1-3° (табл.1), доля камасита в M_s в среднем 86-87%; 3) у всех изученных образцов на кривой M(T) охлаждения фиксируется температура структурного перехода тэнит—камасит 670-585°C, средние значения $T\gamma \rightarrow \alpha$ в трех типах метеоритов различаются, как и T_c , на 1-3° (табл.1). Отличаются по форме кривых M(T) метеориты, в которых, кроме камасита, заметен вклад тэнита и шрейберзита (рис.16). Однообразная картина TMA нарушается процессами вторичного окисления метеоритов, где почти не сохранились первичные магнитные минералы (рис. 1в).

Магнитная жесткость (остаточная коэрцитивная сила H_{cr}) растет от железных к каменным метеоритам, возможно, отражая более заметный вклад высококоэрцитивного тетратэнита (как и тэнита) в каменных метеоритах. Значения отношений H_{cr}/H_c и M_{rs}/M_s находятся в пределах многодоменной области (табл. 1).

Характеристика	Железные	Железокаменные	Каменные
Доля образцов с камаситом,%	100	100	100
Доля образцов с тэнитом,%	~50	~40	100
Доля образцов	~50	~70	~0
с шрейберзитом,%			
Доля образцов с Fe-	~2	~2	100
сульфидами, %			
Содержание камасита, %	58 (18-83)	53 (20-82)	5,3 (1-7)
(разброс)			
Содержание тэнита, %	1,4 (0-10)	2,7 (0-20)	1,5 (1-4)
(разброс)			
Содержание шрейберзита, %	7 (0-90)	5 (0-44)	~0
(разброс)			
Среднее содержание Ni	5,9	4,6	4,6
в камасите,%			
Среднее содержание Ni	47	50,3	49,3
в тэните,%			
Среднее содержание Ni	26	27,8	22,3
в шрейберзите,%			
$M_s, Am^2/\kappa\Gamma$	124	123	12,5
H _{cr.} мTл	15	23	49
H _{cr} / H _c	7,2	11,2	16,1
M _{rs} /M _s	0,07	0,03	0,02
Т _{с.} °С (вклад в М _s ,%)	755 (86%)	753 (87%)	756 (87%)
Tγ→α, °C	642	643	640

Таблица 1. Средние характеристики разных типов метеоритов.

Отметим, что в земных, лунных и марсианских базальтах обычно присутствуют титаномагнетиты, феррошпинели, но, как правило, отсутствуют Fe-Ni сплавы и шрейберзит. Очевидно, каменные метеориты, содержащие минералы группы магнетита и не содержащие Fe-Ni сплавы и шрейберзит, относятся к коровым. В верхней мантии первичные магнитные минералы отсутствуют [6]. Поэтому для разреза планет можно предложить следующую схему: кора – минералы группы магнетита, главным образом, титаномагнетиты; верхняя мантия – магнитные минералы коры отсутствуют и по мере приближения к ядру в мантии появляются Fe-сульфиды, Fe-Ni сплавы и шрейберзит, для образования которых необходимы железо, никель, фосфор и сера. Судя по распределению в метеоритах шрейберзита и Fe-сульфидов, сера сосредотачивается, в основном, в нижней мантии, тогда как фосфор больше тяготеет к ядру. Концентрация магнитных минералов, в первую очередь камасита и шрейберзита, растет при приближении к ядру вплоть до близкого к 100% содержанию в ядре.

Трудно представить, что случайно подобранные образцы метеоритов образовались из одного тела, одной планеты. Более вероятно, что имел место единый сценарий формирования ядра и прилегающих к ядру частей мантии ряда однотипных планет. Сравним: объем ядра Земли составляет 12,6%, объем коры – 1,4% от общего объема Земли, относительные «объемы» метеоритов: железные (ядро) – 1,5%, каменные коровые (лунные и марсианские) – 1,4% [7]. Получается, что на долю ядра планет (железных метеоритов) приходится почти на порядок меньший объем, чем на долю земного ядра. Поэтому можно предположить, что относительный объем ядра разрушенной планеты был на порядок меньше земного, а в случае серии планет, у большинства из них, возможно, железного ядра просто не было. Малый объем корового материала по сравнению с остальной частью планет объясняет редкое присутствие среди метеоритов коровых пород, в частности, отсутствие таковых среди изученных метеоритов.

- 1. Rochette P. et al. (2009) Magnetic classification of stony meteorites: 3. Achondrites, Meteoritics & Planetary science, 44, 405-427.
- 2. Гуськова Е.Г. (1972) Магнитные свойства метеоритов, М.: Наука.
- 3. Гуськова Е.Г., Коломенский В.Д. (1977) О намагниченности оливинов из палласитов, Метеоритика, Вып. 36, 110-112.
- 4. *Nagata T., M. Funaki, and J. Danon*. Magnetic properties of tetrataenite-rich iron meteorites // Mem. National Inst. Polar Res., Spec. Issue. 1986. V. 41P.364-370.
- 5. Бозорт Р. Ферромагнетизм. М.: Изд. Иностранной литературы, 1956. 784 с.
- 6. Петромагнитная модель литосферы. Ред. И.К.Пашкевич, Д.М.Печерский. Киев: Наукова Думка, 1994. 345с.
- 7. Meteoritical Bulletin. No84 (2000) No98 (2010).

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОБРАЗЦОВ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА МАЛЫЙ КУТ

 $O.B. Пилипенко^1, B.M. Трубихин^2$

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва (pilipenko@ifz.ru) ²Геологический институт РАН, Москва (vmt1940@mail.ru)

<u>Введение</u> Разрез Малый Кут расположен на северном берегу Таманского залива, (ϕ =45°19'N, λ =37° 47'E). Этот разрез интересен тем, что рекогносцировочные исследования показали, что слагающие его осадочные породы несут информацию об экскурсах геомагнитного поля, которые предположительно можно было сопоставить с глобальными экскурсами Моно и Блейк. Цель данной работы – выяснить, действительно ли полученные записи остаточной намагниченности отражают поведение магнитного поля Земли или в изучаемых породах имела место запись различных локальных изменений осадочных толщ.



Н. см





Разрез Малый Кут представляет собой сложно построенную морскую террасу (рис. 1). Наличие структурных границ и обилие фауны позволяет достаточно налёжно его стратифицировать. Фауна пачки 1 однозначно говорит о бакинском возрасте отложений, а фауна пачки 5 позволяет говорить о финальной стадии раннего плейстоцена. Фауна песков пачки 7 и дислоцированность пачек 7-10 свидетельствует об их карангатском возрасте ~120-70 тыс. лет. Подошва пачки 11 ложится с угловым несогласием на нижележащие горизонты. Подобная картина наблюдалась ранее в одновозрастных отложениях параллельного разреза Тузла и Караджа, что дает возраст подошвы пачки 11 не древнее 50 тыс. лет. Данное угловое несогласие вызваповышенной тектонической но активностью на Кавказе ~70-50 тыс. лет. Кровля разреза датируется как 20-10 тыс. лет.

Образцы суглинков верхней части террасы разреза Малый Кут (пачка 11) были отобраны для петромагнитных и палеомагнитных исследований с интервалом ~4-14 см. Образцы морских отложений карангатской части террасы (пачки 8-9) разреза Малый Кут были отобраны с интервалом ~2-7 см. Ориентированные по магнитному меридиану штуфы были взяты из свеже-расчищенных вертикальных стенок разреза. Далее

штуфы были распилены на горизонтальные пластины, из которых в свою очередь были изготовлены ориентированные кубические образцы с ребром 2 см по

2

3-4 образца с уровня. Число уровней верхней части разреза Малый Кут равнялось 23, число образцов 69. Число уровней карангатской части террасы разреза Малый Кут равнялось 13, число образцов 52. Для проведения термомагнитного анализа были выпилены образцы с ребром 1 см по два образца со всех исследуемых уровней.

Образцы суглинков верхней части террасы разреза Малый Кут (пачка 11) были отобраны для петромагнитных и палеомагнитных исследований с интервалом ~4-14 см. Образцы морских отложений карангатской части террасы (пачки 8-9) разреза Малый Кут были отобраны с интервалом ~2-7 см. Ориентированные по магнитному меридиану штуфы были взяты из свеже-расчищенных вертикальных стенок разреза. Далее штуфы были распилены на горизонтальные пластины, из которых в свою очередь были изготовлены ориентированные кубические образцы с ребром 2 см по 3-4 образца с уровня. Число уровней верхней части разреза Малый Кут равнялось 23, число образцов 69. Число уровней карангатской части террасы разреза Малый Кут равнялось 13, число образцов 52. Для проведения термомагнитного анализа были выпилены образцы с ребром 1 см по два образца со всех исследуемых уровней.

<u>Результаты петромагнитных исследований</u> Комплексом методов магнетизма горных пород проведены исследования состава, размера и концентрации ферромагнитной фракции, присутствующей в изучаемых отложениях разреза Малый Кут.

На всех образцах была измерена естественная остаточной намагниченность NRM до чистки и нормирована на плотность образцов, K, ARM, SIRM.

В целом, изменения К соответствуют изменениям NRM по разрезу. Величина К варьирует в верхней части разреза Малый Кут от 1.15 м³/кг до 3.62 м³/кг, что говорит об изменении концентрации частиц-носителей естественной остаточной намагниченности в ~3 раза. В карангатской части террасы величина К варьирует от 0.88 м³/кг до 1.36 м³/кг, что говорит об изменении концентрации частицносителей естественной остаточной намагниченности в ~2 раза.

Идеальная остаточная намагниченность ARM и остаточная намагниченность насыщения SIRM значимо коррелируют с К (коэффициенты корреляции 0.96 и 0.8 для 35 пар точек, соответственно).

На пилотной коллекции образцов со всех уровней исследуемых интервалов \sim 45-25 тыс. лет и \sim 120-100 тыс. лет определены температурные зависимости намагниченности насыщения Ms от T в поле \sim 0.6 Tл на образцах объёмом 1 см³. Кривые Ms(T) первого нагрева имеют вогнутый парамагнитный вид с точкой перегиба в интервале температур \sim 580-600°C. Часто на кривых первого нагрева имеется небольшой перегиб в районе 320-350°C, соответствующий переходу магнетита в маггемит. Часть кривых второго нагрева проходит выше кривой первого нагрева, другая часть ниже. На основе проведённого термомагнитного анализа можно сделать вывод, что основным носителем намагниченности в пилотных образцах может быть магнетит или маггемит. Рост намагниченности после нагрева объясняется образованием магнетита из немагнитных соединений, а наоборот падение намагниченности образованием слабомагнитного гематита из маггемита в результате дальнейшего окисления маггемита.

Ступенчатое изотермическое намагничивание в постоянном магнитном поле до ~0.6 Тл показало, что более 90% остаточной намагниченности образцы приобретают в поле ~0.3 Тл, что характерно для низкокоэрцитивного минерала, такого как магнетит или маггемит.

Остаточная коэрцитивная сила Всг коллекции образцов изменяется в интервале 17-42 мТл, что характерно для магнетита. Для пачки 8, сложенной песчанистыми алевролитами, характерны более высокие значения остаточной коэрцитивной силы, чем для всего изучаемого интервала (35-42 мТл). Этот вывод подтверждается измерениями величин S=IRM_{-0.3Tл}/SIRM. Для песчанистых алевролитов пачки 8 и для горизонта карбонатных конкреций пачки 11 характерны более низкие значения величины S до ~-0.69, что говорит об образовании более магнитожесткой ферромагнитной фрации. Ниже и выше лежащие горизонты характеризуются высокими значениями S, которые изменяются в диапазоне -0.85 – -1, что свидетельствует о преобладающей доле в их составе низкокоэрцитивного минерала – магнетита и/или маггемита.

Относительное изменение размера зерна оценивалось по зависимостям ARM/К и меняется по разрезу в ~4 раза. В суглинках пачки 11, наблюдается небольшое повышение величин ARM/К, что может быть связано с уменьшением размера магнитных частиц. В горизонте карбонатных конкреций из средней части пачки 11 отношение ARM/К несколько уменьшается. Это может свидетельствовать об увеличении количества крупно-зернистого ферромагнитного материала в данном слое.

Доменное состояние зерен магнетита может быть оценено по величине отношения SIRM/Ms, где Ms намагниченность насыщения. Большинство значений SIRM/Ms отложений разреза Малый Кут лежит в интервале $0.066 \leq SIRM/Ms \leq 0.37$, попадающем в характерный интервал для псевдооднодоменных зерен (PSD) магнетита ($0.05 \leq SIRM/Ms \leq 0.5$), что указывает на преобладание последних в породах разреза. Для песчанистых алевролитов пачки 8 $0.066 \leq SIRM/Ms \leq 0.533$, что может говорить о смеси PSD и однодоменных частиц (SD). Для лёссовидных суглинок пачки 9 отношение опускается до 0.042, что свидетельствует о присутствии многодоменных частиц (MD).

Оценка содержания суперпарамагнитных зерен (SP) проведена по величине K_{fd} =(K_{lf} - K_{hf})*100%/ K_{lf} Величина K_{fd} изменяется в очень малых пределах в среднем от 0 до 4%, что характерно для смеси PSD и MD зерен. Области высоких значений SIRM/Ms (горизонт карбонатных конкреций пачки 11 и песчанистые алевролиты пачки 8) совпадают с областями низких K_{fd} что говорит об относительно крупном размере частиц в этих горизонтах.

Таким образом, проведенное минералогическое исследование позволяет считать, что основными носителями естественной остаточной намагниченности в изученных интервалах разреза Малый Кут являются зёрна псевдооднодоменного магнетита и/или маггемита, концентрация которых по разрезу изменяется в 3.

Результаты палеомагнитных исследований Для определения истинности направлений NRM была изучена анизотропия магнитной восприимчивости (AMS). Породы пачки 11, отвечающей временному интервалу ~45-25 тыс. лет, магнитно изотропны: направления максимальной, средней и малой осей тензора

магнитной восприимчивости носят случайный характер, так что точки равномерно распределены по стереографической проекции эллипсоида магнитной восприимчивости.

Средние величины L= K_x/K_y =1.001 и F= K_y/K_z =1.002, где K_x и $K_y - x$ и у компоненты анизотропии в плоскости напластования, K_z – нормальная компонента, что подтверждает вывод об изотропности магнитных свойств. Таким образом, можно принять, что в верхней части карангатской террасы разреза малый Кут имеет место неизменность осадочной текстуры.

Для образцов временного интервала ~120-100 тыс. лет возможно имеет место линейная анизотропия в С-3 – Ю-В направлении простирания разреза. Для большей части образцов, что характерно для нормальных осадочных слоев, минимальная ось перпендикулярна плоскости напластования, а максимальная лежит в плоскости напластования.

Для выделения из NRM компоненты параллельной геомагнитному полю во время накопления и закрепления магнитных зёрен в осадке в настоящей работе была использована температурная чистка коллекции по два образца с уровня. Для выделения характеристической компоненты намагниченности на образцах со всех литологических уровней были сняты полные кривые размагничивания до температур 550°С с шагом 25-50°С. По диаграммам Зийдервельда было видно, что при температуре 200°С снимается вязкая компонента намагниченности и направление вектора намагниченности идет в ноль диаграммы, которое и принималось за направление характеристической намагниченности. Обычно после 450°С наблюдался разброс точек, что связано с ростом вклада приборных ошибок (например, грязный в магнитном отношении держатель магнитометра) на фоне низких абсолютных значений намагниченности (величина намагниченности падала более чем в 10 раз). По результатам размагничивания был выбран температурный интервал 200-400°С, по которому происходил расчет средних направлений намагниченности. Выделенное направление намагниченности, идущее в ноль на диаграмме Зийдервельда, принималось за направление характеристической намагниченности.

Проведение компонентного анализа по программе Remasoft-3.0 и усреднение по уровню позволило построить кривые изменения склонения D и наклонения I от мощности разреза Малый Кут (Рис. 2, 3). Осуществление временной привязки позволило построить кривые от возраста разреза.

Ранее авторами настоящей статьи были получены палеомагнитные записи по одновозрастным параллельным разрезам Тузла, Роксоланы и Караджа [2, 3, 4], на которых выделялись резкие отклонения от средних величин I и D, которые сопоставляли со шкалой геомагнитных экскурсов. Исследуемый возраст интересен именно тем, что геомагнитное поле ~28-26 тыс. лет имело обратное к современному направление, которому приписывают глобальный экскурс Моно. Географическая близость исследуемых параллельных разрезов Тузла (ϕ =45°N, λ =37°E), Роксоланы (ϕ =45.8°N, λ =30.4°E, Украина) и Караджа (ϕ =40°N, λ =47°E) позволяет сопоставить палеомагнитные результаты в общем временном интервале.



Рис. 2. Кривые зависимости средних значений наклонения от возраста.

Как видно из рис. 2 наблюдается сходство значений I разрезов Малый Кут, Тузла, Роксоланы и Караджа в общем временном интервале 45-25 тыс. лет. Средняя величина I близка к величине наклонения современного поля диполя в месте отбора коллекций образцов (как следует из широты места отбора). Для разреза Роксоланы резкое изменение направления NRM во временном интервале ~30-35 тыс. лет, которое выделялось по 14 уровням, связывалось с записью геомагнитного экскурса Моно, который датируется по шкале экскурсов геомагнитного поля, как 28-26 тыс. лет. Скорее всего, то же самое аномальное поведение геомагнитного поля записано и в породах разреза Тузла во временном интервале ~25-35 тыс. лет. Принимая во внимание ошибки определения возраста методами изотопного датирования и геологической корреляции, можно сопоставить резкое изменение угловых компонент намагниченности разреза Малый Кут ~28-27 тыс. лет, так же как сделано и для разрезов Роксоланы, Тузла и Караджа с экскурсом Моно.



Рис. 3. Кривые зависимости средних значений склонения от возраста.

Заключение На основе подробного петромагнитного исследования было установлено, что основным носителем NRM в разрезе Малый Кут является псевдооднодоменный магнетит и/или маггемит, концентрация которого по разрезу изменяется в ~3 раза. Исследование AMS показало, что породы верхней части Разреза Малый Кут (45-25 тыс. лет) магнитно изотропны. Породы из нижней части карангатской террасы (120-100 тыс. лет) обладают одновременно нормальной осадочной текстурой и линейной анизотропией в С-3 – Ю-В направлении простирания разреза. В верхней части разреза наблюдается резкое изменение угловых элементов NRM, причиной которого возможно является глобальный экскурс геомагнитного поля Моно. Данное геомагнитное событие нашло отражение на имеющихся у авторов работы записях NRM на параллельных одновозрастных разрезах, а именно Тузла, Роксоланы и Караджа.

Авторы выражают глубокую признательность Российскому Фонду Фундаментальных Исследований за финансовую поддержку проекта 10-05-00129.

- Фёдоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: Академия Наук СССР. 1963. Вып. 88. 160 с.
- 2. Пилипенко О.В, Абрахамсен Н., Трубихин В.М. Петро- и палеомагнитные исследования пород разреза Тузла (Краснодарский край) // Физика Земли. 2006. № 4. С. 80-93.
- Шаронова З.В., Пилипенко О.В., Трубихин В.М., Диденко А.Н., Фейн А.Г. Восстановление геомагнитного поля по палеомагнитным записям в лёссово-почвенном разрезе Роксоланы (р. Днестр, Украина) за последние 75000 лет // Физика Земли. 2004. №1. С. 4-13.
- Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Трубихин В.М., Абрахамсен Н. Аномальные направления и палеонапряженность геомагнитного поля по палеомагнитным исследованиям пород хребта Караджа (Азербайджан) 45-20 тыс. лет назад //Физика Земли. 2009. № 6. С. 44-55.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АНИЗОТРОПИИ РАЗЛИЧНЫХ МАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ НАПРАВЛЕНИЯ СНОСА МАТЕРИАЛА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТУРБИДИТНЫХ ПОТОКОВ

В.В. Попов, А.В. Журавлев

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ), Санкт-Петербург

Для выполнения палеогеографической реконструкции для какого-то временного интервала на основе палеомагнитных направлений необходимо иметь как минимум сами эти направления. То есть выделить направление древней компоненты намагниченности и доказать ее возраст. В процессе такой работы палеомагнитологи часто сталкиваются с рядом сложностей. Типичными сложностями при изучении осадочных пород бывает низкая величина естественной остаточной намагниченности (особенно это касается карбонатных пород) и вторичные изменения намагниченности. Ярким примером вторичного изменения намагниченности может служить пермское перемагничивание, широко проявленное на всех крупных литосферных плитах. Очень часто древняя первичная намагниченность бывает полностью уничтожена в процессе перемагничивания. В результате огромное количество изученного материала не может быть использовано для восстановления палеогеографии. Именно с этими сложностями мы столкнулись, работая много лет в районе Урала, Предуральского прогиба и Пай-Хоя. Поэтому была сделана попытка использовать для проведения палеореконструкций другие магнитные параметры. В данной работе – анизотропию магнитной восприимчивости и идеальной намагниченности.

Для этого использовались специфические геологические объекты – турбидитные циклиты, которые образуются в результате лавинообразного схода осадочного материала, накопившегося на склоне. Сам процесс образования таких объектов имеет ряд особенностей, которые приводят к формированию эллипсоидов анизотропии, отличных от таковых в других типах осадков. В различных частях одного потока направления максимальной К1, промежуточной К2 и минимальной КЗ полуосей эллипсоида анизотропии могут иметь существенные различия, что связано с воздействием большого числа факторов: от того, в какой части цикла Боума (рис. 1 слева /2/) отбирались образцы, размера и формы магнитных частиц, размера и формы зерен вмещающей эти частицы немагнитной матрицы, скорости потока и т. д. /1/. Так направление К1 в тех частях цикла Боума, гле скорость потока относительно невелика, совпалает с направлением потока – элементы «а», «b», «d», «e», «f». Там, где скорость максимальна и при этом происходят турбулентные движения (элемент «с»), направление К1 может быть перпендикулярно направлению потока. Но важно, что даже при таких различиях этих направлений, существует возможность вычислить направление потока, идущего перпендикулярно склону. А это позволяет говорить о простирании подводного склона в момент схода потока, т. е. именно о его палегеографическом положении. Очевидно, что для этого должны сохраниться первичные форма и химический состав магнитных минералов.



Рис. 1. Слева – Цикл Боума и его динамическая интерпретация /2/, справа – модельный образец, в котором представлены части этого цикла.

В качестве модельного образца мы использовали турбидитный циклит 15 см мощности, в котором представлены все части цикла Боума – рис. 1 (справа). Из

образца были выпилены кубики с ребром 2 см с точной привязкой их к элементам цикла Боума. Направление потока при этом было известно – получено по ориентировке гиероглифов в подошве циклита. Для каждого образца была измерена анизотропия магнитной восприимчивости. Направления К1, К2 и К3 дали распределения, существенно отличающиеся от тех, что были описаны в работе /1/ – рис. 2. В нашем случае направление К1 имеет вытянутое вдоль направления потока распределение при постоянном склонении. Наклонение при этом растет вверх по разрезу циклита до элемента «с» цикла Боума и плавно падает выше этого элемента. Такое поведение К1 очень красиво описывает динамику внутри потока.



Рис. 2. Направления полуосей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости, полученных в кубиках с ребром 2 см и положение этих кубиков в образце.

Для детализации полученной картины из того же образца еще раз были выпилены кубики (по 3 с каждого стратиграфического уровня) с ребром 1 см, и повторены все измерения. Полученные распределения представлены на рис. 3. Видно, что описанная выше картина изменения наклонения К1 по разрезу потока абсолютно подтвердилась. Но стали очевидны еще некоторые особенности: наклонение К1 минимально в самой нижней и самой верхней частях турбидита – в элементах «а» и «b» (образцы 1-3) и в элементах «d», «е», «f» (образцы 8-9) цикла Боума, при этом внутрипластовая кучность максимальна. В элементе «с» наклонение К1 максимально, а внутрипластовая кучность минимальна (образцы 4-7), что очевидно связано с турбулентностью потока при формировании этого элемента циклита.

Для описанных образцов была также изучена анизотропия идеальной намагниченности, которая дала сходную с анизотропией магнитной восприимчивости картину.

Полученное направление К1 совпало с замеренным по гиероглифам направлением потока. Отсюда следует очень важный вывод о том, что распределения направлений главных полуосей эллипсоида анизотропии характеризуют не только направление самого потока, но и динамику внутри него, а, следовательно, может являться критерием первичной природы распределения частиц в образце.

Предложенная методика была применена при изучении турбидитных циклитов раннекаменноугольного возраста в двух разрезах: на р. Изъяю, карьер Джинтуй, гряда Чернышева, возраст пород C₁s, изучено 5 циклитов, использовано для интерпретации 13 образцов; и на р. Хей-Яга, Центральный Пай-Хой, возраст пород C₁t, изучено 19 циклитов, использован 61 образец.



Рис. 3. Направления полуосей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости, полученных в кубиках с ребром 1 см и положение этих кубиков в образце.

Полученные распределения направлений полуосей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости показаны на рис. 4. Эти распределения отличаются от полученной в модельном образце картины и очень похожи на описанные в работе /1/. Это связано, по-видимому, с другим составом самих пород, а также, возможно с тем, что в данных разрезах образцы отбирались преимущественно из центральных частей дистальных циклитов – из элемента «е» цикла Боума. На рисунке видно, что полуось К1 образует в данном случае компактные группы и согласно /1/ перпендикулярна направлению потока. При этом ось К3 расположена вдоль дуги большого круга по направлению потока. Все эти образцы имеют очень низкие значения намагниченности. Они подвергались магнитной чистке, но выделить надежно никакого направления кроме направления пермского перемагничивания в них не удалось. То есть они имеют все те недостатки, которые были указаны в начале данной статьи.



Рис. 4. Распределения направлений полуосей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости в турбидитных потоках раннекаменноугольного возраста на р. Хей-Яга (слева) и р. Изъяю (справа).

Тем не менее, изучение анизотропии магнитной восприимчивости позволяет восстановить положение данных разрезов относительно предполагаемого источника сноса материала – мелководной карбонатной платформы, в раннем карбоне – рис. 5. На рисунке использована палеогеографическая реконструкция из работы /3/, выполненная на основе палеомагнитных данных. Видно, что наши результаты подтверждают эту реконструкцию.



Рис. 5. Точки отбора образцов (треугольники) на географической карте, направление турбидитных потоков (стрелки), полученное по измерению анизотропии и их направление на палеогеографической реконструкции для раннего карбона.

- 1. D. H. Tarling, F Hronda. 1993. The magnetic anisotropy of rocks
- 2. Романовский С.И. Физическая седиментология. Л.:Недра, 1988. 240 с.
- 3. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. Средне- и позднепалеозойские этапы горизонтальных движений в Баренцево-Печорском регионе и эволюция их взаимоотношений с Русской платформой и Уралом по палеомагнитным данным. Международная геофизическая конференция. 300 лет горно-геологической службе России, Санкт-Петербург. 2000, с.22-23.

ОСОБЕННОСТИ МАГНЕТИЗМА УЛЬТРАМАФИТОВ ХРЕБТА ПЕКУЛЬНЕЙ (ЧУКОТКА)

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

¹Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва ²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, Москва ³Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН

Введение Цель настоящего исследования – рассмотреть магнитные свойства и условия образования ферримагнетиков в ультрамафитах хребта Пекульней (Чукотка). Сопоставление магнитных свойств островодужных пекульнейских ультрамафитов, океанических мантийных перидотитов и гарцбургитов пассивной континентальной окраины (хребет Горриндж) даёт возможность выявить особенности приобретения намагниченности в ходе метаморфической перекристаллизации мантийных ультрабазитов. Как известно, среднетемпературный метаморфизм океанических ультрабазитов сопровождается замещением пироксенов и оливинов – амфиболом, хлоритом и тальком, а также замещением первичного шпенелида – ферритхромитом (хромистый магнетит). В дальнейшем, в ходе серпентинизации железо, присутствующее в серпентинах, высвобождается и происходит кристаллизация магнетита [1]. Концентрация и размер зёрен магнетита зависят от степени среднетемпературного метаморфизма (SSM) и степени серпентинизации (SS). Однако, образование магнетита в процессе серпентинизации океанических ультрабазитов, в основном, начинается после достижения степени серпентинизации 75-80%. [6].

Район отбора коллекции и геологическая история хребта Пекульней кульнейский комплекс расположен на центральной Чукотке в пределах одноименного хребта, выделяемого при тектоническом районировании в самостоятельный сегмент Западно-Корякской складчатой системы. Изученный ультрамафит-мафитовый комплекс, по данным геологических наблюдений Леднёвой [2], является частью позднеюрского автохтона. Возраст пород Пекульнейского комплекса принимается как позднепалеозойский (~290-300 млн. лет), [3]. По исследованиям Г.В. Леднёвой породы комплекса обнаруживают расслоенное строение и включают три пачки. Нижняя «дунит-перидотитовая» пачка мощностью до 500 м, сложена дунитами, образцы которых и были предоставлены нам для изучения магнитных свойств. Кристаллизация пород комплекса происходила в надсубдукционной геодинамической обстановке из примитивного расплава мантийного происхождения. Места отбора и краткие результаты петрохимических исследований представлены в табл. 1.

<u>Магнитные характеристики</u> Исследование магнитных свойств коллекции чукотских дунитов показало некоторые отличия в магнитных свойствах от других образцов из имеющихся у нас коллекций. Гистограммы I_n, построенные для каждой из трёх коллекций, различаются по виду распределения. Полученные средние значения по каждой из коллекций обычны для метаморфизованных перидотитов и мало различаются между собой: I_{ncp.Чукотка}=3.5A/м; I_{ncp.Океан} =2.3A/м; I_{ncp.Горриндж}=4.5A/м. Однако следует заметить, что между коллекциями существуют значительные различия в степени серпентинизации (SS) и в степени средне-

температурного метаморфизма (SSM): SS_{ср}. Чукотка=61%; SS_{ср}. Океан =84%; SS_{ср}. Горриндж = 100%. SSM_{ср} чукотских образцов не превышает 5%, в то время, как SSM_{ср}. Океан =15%, SSM_{ср}. Горриндж =10%. Во всех трёх коллекциях практически отсутствуют корреляции SS-I_n и SSM-I_n ($\mathbf{r} < 0.40$). Естественная остаточная намагниченность чукотских дунитов хорошо коррелирует с магнитной восприимчивостью k и намагниченностью насыщения I_s – главными магнитными параметрами зависящими от концентрации ферримагнетиков в образцах ($\mathbf{r}_{Чукотка}$ (I_n-I_s)=0.8, $\mathbf{r}_{Чукотка}$ (I_n-I_s)=0.8). Немного меньше корреляция этих параметров в коллекции океанических перидотитов ($\mathbf{r}_{океан}$ (I_n-k)=0.74, \mathbf{r}_{Okean} (I_n-I_s)=0.60). В коллекции образцов хребта Горриндж такая корреляция практически отсутствует ($\mathbf{r}_{Горриндж}$ (I_n-k)=0.56, $\mathbf{r}_{Горриндж}$ (I_n-I_s)=0.27). Результаты измерения магнитных характеристик представлены в табл. 2.

						Первичная шпинель		Метаморфиче- ская шпинель	
п/ п	№ об- разца.	Место отбора (Блок)	SS	SSM	FeO в %	Состав xMt	Количе- ство Масс%	Состав xMt	Количе- ство Масс%
1	NP06- 20/1	Центральный	55	max	9,8	нет	<u>0</u>	0,52	<u>1,3</u>
2	NP06- 51/2	Водораздельный	100	mod	6,2	0,19	<0.9	0,40	<1.0
3	NP06- 32/1	Южный	50	low?	14,1	нет	<u>0</u>	нет	<u>0</u>
4	NP06- 26/2	Северный	60	max	10,3	нет	<u>0</u>	0,58	<u>1,5</u>
5	NP06- 54/2	Янранайский	35	max	11,8	нет	<u>0</u>	0,71	<u>4,1</u>
6	NP06- 43/4	Центральный	85	mod	8,2	0,20	<1.0	0,49	<1.3
7	NP06- 54/3	Янранайский	50	mod	7,4	0,17	<1.6	0,44	<1.9
8	NP06- 57/2	Грунтовый	55	mod	10,2	0,14	<1.5	0.2(0.44	<1.6

Таблица1.	Образцы	дунитов	Пекульнейского	ультрамафит-мафитового	расслоенного
комплекса.					

Примечания: SS – степень серпентинизации; SSM – степень среднетемпературного метаморфизма.

<u>Магнитная восприимчивость</u> k определяются, в первую очередь, тектонической обстановкой, а во вторую очередь – составом магм (Печерский, 1985). Среднее значение восприимчивости в коллекции чукотских образцов $k_{cp.Чукотка} = 4,9*10^{-3}$ ед.CGS, что в два раза выше ,чем $k_{cp.OKeah} = 2,6*10^{-3}$ ед.CGS. Магнитная восприимчивость хребта Горриндж = 3,6* 10⁻³ ед.CGS. Значения SSM и SS чукотской коллекции значительно ниже, чем в образцах хребта Горриндж и в коллекции океанических перидотитов (рис. 1). $k_{Чукотка}$ имеет хорошую корреляцию с I_n и I_s, $\mathbf{r}_{Чукотка}(k-I_s)=0.95$. $\mathbf{r}_{Okeah}(k-I_s)=0.72$. Корреляция этих характеристик в коллекции хр. Горриндж практически отсутствует ($\mathbf{r}_{Горриндж}(k-I_s)=0.27$.





<u>Отношение Кёнигсбергера Q</u> – используется для примерной оценки магнитной стабильности, т.к. мало зависит от общей концентрации ферримагнитных минералов в образце. Величина Q > 1 в чукотских образцах указывает на присутствие в них стабильной компоненты намагниченности с преобладанием псевдооднодоменных зерен магнетита.

<u>Намагниченность насыщения I</u>_s, концентрационный параметр, зависит от состава и распределения ионов в кристаллической решётке магнетика. I_{s ср. чукотка} =6.55×10³ A/m; I_{scp.Okeaн} = 4.5×10^3 A/m; I_{scp.Горриндж} =6.71×10³ A/m. Намагниченность насыщения чукотских дунитов имеет прямую зависимость от общего содержания железа в породе **r**_{чукотка}(I_s-FeO)=0.75. Чукотская коллекция характеризуются высокой объёмной концентрацией ферримагнетика в образцах. Концентрация определялась двумя способами: по измерениям магнитной восприимчивости и по намагниченности насыщения образца I_{s обр}. В первом случае C₁ = $5k/4\pi$ (Щербаков, Щербакова, 1979). Во втором: C₂ =I_{s обр}/I_s, здесь I_s спонтанная намагниченность ферримагнетика определяющаяся его составом. Рассчитанная по I_s объёмная концентрация магнита в чукотских образцах C₂ч_{кютка}=1.46%,
близка к концентрации в образцах хребта Горриндж С_{2Горриндж} =1.52% и превышает С₂ в коллекции океанических образцов С_{2Океан}=0.95%.

п/п	№ об- разца.	Место отбора	I _n A/m	χ, 10 ⁻³ ед.СГ	Q	I _{rs} /I _s	I _s , 10 ³ A/	Н _с , мТл	H _{rc} /H _c	T _c , ⁰C	I _{st} /I _{so}
				C			111				
1	NP06- 20/1	Централь- ный	1.94	5.36	0.7	0.25	6.45	24.4	1.76	593	0.65
2	NP06- 51/2	Водораз- дельный	4.45	4.59	1.9	0.27	6.08	25.4	1.45	587	0.44
3	NP06- 32/1	Южный	5.4	7.0	1.5	0.23	1.74	17.8	1.65	585	0.82
4	NP06- 26/2	Северный	3.5	5.6	1.2	0.07	9.72	8.2	1.65	580	0.93
5	NP06- 54/2	Янранай- ский	5.4	8.8	1.2	0.11	3.4	14.8	1.69	578	0.73
6	NP06- 43/4	Централь- ный	15.0	3.9	7.6	0.25	7.89	28.0	1.37	610	0.69
7	NP06- 54/3	Янранай- ский	1.5	1.6	2.0	0.26	8.8	22.0	1.38	595	0.79
8	NP06- 57/2	Грунтовый	2.4	2.6	1.9	0.09	12.5	9.6	3.04	595	0.93

Таблица 2. Магнитные характеристики Пекульнейских дунитов.

Доменная структура и размер ферримагнитных зёрен Число доменов в ферримагнитных зёрнах исследуемого образца является важной характеристикой определения размера зёрен. Зёрна, имеющие один или несколько доменов (ОД), обладают большей величиной намагниченности и большей коэрцитивной силой по сравнению с многодоменными зёрнами (МД). Размыванию резкой границы между ОД и МД состояниями при изменении размера частиц способствует то обстоятельство, что доменное состояние реальных зёрен зачастую зависит от их предыстории. В некоторых случаях, зёрна, размер которых в несколько раз превышает однодоменный, могут вести себя как ОД, что отразится и на их измеряемых параметрах ансамбля в целом. Смешивание процессов вращения и смещения доменных границ, и наличие метастабильных состояний в некоторой области выше критического размера однодоменности дали основание выделить в спектре размеров ферримагнитных зёрен особый класс псевдооднодоменных частиц (ПОД). Обычно для магнетита под таковым понимается область размером (0.1 – 1.0) мкм (Щербаков и др., 1996). Отношение остаточной намагниченности насыщения к намагниченности насыщения Irs/Is во всех рассматриваемых коллекциях почти одинаков: I_{rs}/I_{scp.Чукотка}= 0.19; I_{rs}/I_{scp. Okeaн}=0.19; I_{rs}/I_{scp. Okeaн}=0.19; I_{rs}/I_{scp. Okean}=0.19; I_{rs}/I_{scp. Okean</sup>=0.19; I_{rs}/I_{scp. Okean</sup>=0.19; I_{rs}/I_{scp. Okean</sup>=0.19; I_{rs}/I_{scp. Okean}=0.19; I_{rs}/I_{scp. Okean}=0.19; I_{rs}/I_{scp. Okean</sup>=0.19; I_{rs}/I_{scp. Okean}=0.19; I_{rs}/I_{scp. Okean}=0.19; I_{rs}/I_{scp. Okean}=0.19; I_{rs}/I_{scp. Okean</sup>=0.19; I_{rs}/I_{scp. Okean</sup>=0.19; I_{rs}/I_{scp. Okean</sup>=0.19; I_{rs}/I_{scp. Okean</sup>=0.19; I_{rs}/I_{scp. Okean</sup>=0.19; I_{rs}/I_{scp. Okean</sup>=0.19; I_{scp. Okean</sup>=0.19; I_{scp. Okean</sup>=0.19; I_{scp. Okean</sup>=0.19; I_{scp. Okean</sup>=0.19; I_{scp}}}}}}}}}}}}}}} Гординдж =0.20, показывают на псевдооднодоменное состояние зёрен в образцах. Величина коэрцитивной силы по остаточной намагниченности H_{er} характеризует размер частиц. Максимальное значение H_{cr} наблюдается в однодоменных

зёрнах. Однако, присутствие в реальных кристаллах разного рода дефектов, а также неоднородностей намагничивания из-за дефектов и тепловых флуктуаций, снижает наблюдаемое значение H_{ст} у ОД зёрен до величины ~(20-50) мТл. В МД зёрнах величина Н_{ст} является структурно чувствительным фактором. Как показывает эксперимент, обычно в МД частицах H_{cr} ≤ 10 мТл. Промежуточные значения 5 мТл ≤ H_{cr} ≤ 20 мТл характерны для ПОД частиц (Щербаков и др. 1996). Среднее значение H_{cr} в образцах чукотской коллекции равно 22 мТл. Несколько выше, значение H_{cr} в океанических образцах H_{cr Okeaн}=31.4 мТл. Главная мода на гистограмме распределения H_{cr} в образцах хребта Горриндж 20-25 мТл. Таким образом, судя по величинам Н_{ст}, большая часть образцов чукотской коллекции имеют зёрна магнетита не превышающие псевдооднодоменный размер, в отличии от океанических перидотитов, где магнетит приближается к однодоменному размеру. Отношение $R_{H} = H_{cr} / H_{c}$, в коллекциях Чукотки и хребта Горриндж R_{H} имеют одинаковые значения 1.5, несколько выше R_{НоОкеан} = 1.9. Таким образом, в образцах рассмотренных нами коллекций зёрна магнетита находятся в псевдооднодоменном состоянии. Обычно, для магнетита, под таковым понимается область размеров (0.1-1.0)мкм (Щербаков, 1996). Однако, следует заметить, что океанические образцы, в большинстве своём, более магнитно жёсткие.

<u>Термомагнитный анализ</u> Исследование зависимости намагниченности насыщения от температуры было проведено для определения носителей намагниченности. Термомагнитные кривые $I_s(T)$ во всех трёх коллекциях имеют вид и форму характерную для магнетита (рис. 2). Температура Кюри, полученная по кривым размагничивания Is для чукотских дунитов $T_{c \ cp.} \ u_{ykotrka}=600 \ ^{O}C$, намагниченность насыщения после прогрева до 700 ^{O}C уменьшается. Отношение $I_{st}/I_{so} = 0.73$, показывает на однофазное окисление с образованием твёрдого раствора магнетит-маггемит. Для океанических перидотитов $T_c(I_s)_{Okeah} = 587^{\circ}C$, $I_{st}/I_{so} = 0.7$. Хребет Горриндж- $T_c(I_s)_{Горриндж} = 593^{\circ}C$, $I_{st}/I_{so} = 0.8$. Как видно из сопоставления температур Кюри, магнетит в чукотских образцах наиболее окислен и представляет твёрдый раствор магнетит-маггемит.



Кривые терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности I_n(T) в коллекции чукотских образцов отличаются от океанических образцов и коллекции хребта Горриндж повышенной температурой Кюри = 650°С.

Помимо этого, на термокривых I_n(T) можно отметить два перегиба, отмеченных максимумами на дифференциальной кривой второй производной d² I_n/dT² (~ 200° и 550°C) (рис. 3). Высокая Tc и T_b=200°C характерны для мелких зёрен гематита, образовавшихся в результате высокотемпературного окисления магнетита и маггемита.

Выводы По полученным нами данным, дуниты Чукотки обладают наиболее высокой намагниченностью, которая, почти в два раза, превышает намагниченность океанических перидотитов. Носителем намагниченности в чукотских образцах является твёрдый раствор магнетит-маггемит-хромит. Кристаллизация магнетита в чукотских образцах проходила в несколько этапов.

 Магнетит в дунитах кристаллизовался ещё до начала процессов метаморфизма, по-видимому, этот тонкодисперный магнетит является продуктом окисления железа, входящего в состав оливина под действием воды, при температурах, превышающих температуры серпентинизации.. Такие зёрна были обнаружены в ходе петрохимических исследований в первичной шпинели в большей части чукотских образцов (Табл. 1).

2) Крупные многодоменные зёрна магнетита кристаллизовались в ходе среднетемпературного метаморфизма. В общих чертах среднетемпературный метаморфизм ультрабазитов сопровождается замещением пироксенов и оливинов – амфиболом, хлоритом и тальком, а также замещением первичного шпенелида ферритхромитом (хромистым магнетитом).

3) Серпентинизация, в исследованной нами чукотской коллекции практически не играет роли. Поскольку, только в одном из исследованных образцов степень серпентинизации дошла до 100%, в остальных образцах SScp. = 50%..

4) Магнетит в чукотских дунитах претерпел значительное гетерофазное изменение в ходе длительного прогрева ультрабазитов в ходе, которого происходит фазовый переход крупнозернистого маггемита в гематит.

5) Образцы Чукотки имеют наибольшую намагниченность и высокую объёмную концентрацию ферримагнетиков $C_2(I_s)_{cp.} = 1.46\%$, $C_1(k) = 2.46\%$. В равностадийно метаморфизованных породах их магнитная восприимчивость обусловлена двумя факторами: 1) составами исходной породы, т.е. потенциальной железистостью и 2) степенью реализации её потенциальных возможностей, т.е. степенью метаморфизма [4]. В нашем случае, магнитная восприимчивость и намагниченность насыщения имеют прямую корреляцию с общим содержанием железа в образцах $\mathbf{r}_{чукотка}(I_s$ -FeO) = 0.75, $\mathbf{r}_{чукотка}(k$ -FeO) = 0.66. Таким образом, высокая намагниченность чукотских дунитов обусловлена их высокой железистостью.

6) Ферримагнитные минералы в чукотских дунитах представлены твёрдым раствором магнетит – хромит.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 11-05-00280-а.

- 1. Базылев Б.А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества: Дис. ... докт. геол.мин. наук. М., ГЕОХИ РАН, 2003. 381 с.
- Леднева Г.В., Базылев Б.А., Кононкова Н.Н., Ишиватари А. // Ультрамафиты и мафиты Пекульнейского комплекса (Чукотка): высокобарические островодужные кумуляты // Материалы третьей международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы

складчатых областей и связанные с ними месторождения» – Екатеринбург, 2009. – Т.1. – С. 17-20

- 3. Некрасов Г.Е., Журавлев Д.3. Sm-Nd изотопная систематика в породах нижней коры южной части хребта Пекульней (поздние мезозоиды Чукотки) // ДАН. 2000. Т. 372. № 3. С. 373-377.
- 4. Москалёва С.Б. Гипербазиты и их хромитоносность, Ленинград, Недра, 1944.
- 5. 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.
- 6. Попов К.В., Базылев Б.А., Щербаков В.П., Гапеев А.К. Сопоставление магнитных и петрологических характеристик перидотитов хребта Горриндж с перидотитами срединно– океанических хребтов // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 162-174.

НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ПРИРОДУ ДРЕВНЕЙШЕГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ: ГИПОТЕЗА ЭРОДИРУЕМОГО ПРОТОЯДРА

Ю.Д. Пушкарев¹, С.В. Старченко²

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург (ydcanon@rambler.ru)

²Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн, Троицк

<u>Веедение</u> Известно, что мощность тепловой конвекции, потенциально способной поддерживать геодинамо, составляет менее 10% от разности между общим тепловым потоком из ядра Земли (3-15 ТВт) и его адиабатическим тепловым потоком (~6 ТВт) [1]. Отсюда максимальная поддержка геодинамо тепловой конвекцией не превышает 0.9 ТВт, а при тепловом потоке меньше адиабатического этот вид конвекции и вовсе невозможен. В отличие от тепловой, боле эффективная композиционная конвекция всегда генерирует геодинамо. Поэтому уже 50 лет после публикации С.И.Брагинского [2] общепринято, что геомагнитное поле определяется композиционной конвекцией в жидком ядре, которая обусловлена гравитационным разделением продуктов его кристаллизации.

Однако с появлением банка надежных палеомагнитных данных [3] выясняется геомагнитный парадокс. Его суть состоит в том, что геомагнитное поле, сравнимое по напряженности с современным, проявляется, начиная с архея, т.е. задолго до начала того процесса кристаллизации жидкого ядра (не древнее 2.5 млрд .лет, при предпочтительном временем начала процесса около 1 млрд. лет [4]), который якобы обуславливает действие геодинамо. Отсюда следует, что если для генерации древнейшего геомагнитного поля, действительно требуется композиционная конвекция, то она должна иметь какую-то иную природу. Именно этот геомагнитный парадокс и послужил основанием для разработки излагаемой ниже гипотезы.

1. Предпосылки новых представлений о природе магнитного геодинамо В современной геодинамике мантийных процессов существует ряд эффектов, которые могут иметь прямое отношение к расшифровке природы геодинамо. Прежде всего к ним относится плюм-тектоника, которая с большой вероятностью отражает энергетическую активность ядра и, следовательно, должна как-то отражаться в особенностях проявления геомагнитного поля.

С развитием плюм-тектоники было предложено несколько моделей плюмообразования. Их объединяет то, что все они основаны на феномене всплывания менее плотного мантийного вещества в более плотном, притом, что появление этого вещества чаще всего связывают с границей «ядро-мантия». Предполагается, что наиболее вероятная причина снижения плотности всплывающего вещества определяется его перегревом в подошве нижней мантии. Такой перегрев нередко объясняют тем, что в ядре есть какой-то источник энергии. Гипотезы относительно его природы весьма различны, однако в рамках настоящей работы важно то, что перегрев мантийного вещества на границе с ядром за счет теплового потока из ядра, исключает кристаллизацию жидкой фазы.

Это невозможно потому, что подобный перегрев требует накопительного выделения тепла без его немедленного удаления, при котором невозможен отвод скрытой теплоты, поскольку она не может выделяться авансом.

Кроме того за последнее десятилетие появились новая информация, указывающая на изотопные характеристики источника энергетической активности ядра. Таковой является изотопный ксеноновый парадокс [5]. Его суть состоит в том, что в мантийных магматических породах, предположительно связываемых с плюмами, распознается компонент первичных благородных газов в сочетании с изотопом ¹²⁹Хе. Отсюда следует, что при формировании плюмов принимает участие какое-то вещество, которое стало геохимически замкнутым до распада короткоживущего изотопа ¹²⁹I, т.е. около 4.5 млрд. лет назад. В то же время в этом газовом компоненте мантийных производных практически полностью отсутствует изотоп ¹³⁶Хе, возникающий при распаде существенно более долгоживущего ²⁴⁴Ри. Для его удаления требуется геохимическая открытость системы как минимум до 500 млн лет после начала аккреции. Это противоречие объясняется смешением газовых компонентов двух различных источников вещества, один из которых представлен главным мантийным резервуаром, который был интенсивно дегазирован в ходе планетарной эволюции, а другой каким-то скрытым резервуаром, который сохраняет геохимическую замкнутость в течение 4.5 млрд лет, являясь поставщиком первичных благородных газов и изотопа ¹²⁹Xe. Мы предполагаем, что таким источником служит твердое ядро [6].

2. Гипотеза эродируемого протоядра и ее следствия Вся совокупность перечисленных фактов может быть объяснена и логически согласована, если предположить, что твердое ядро Земли не кристаллизовалось из жидкого, а представляет собой остаток того древнейшего зародыша, на котором началась гетерогенная аккреция. Такое протоядро состояло из смеси металлического железа и никеля с силикатным хондритовым компонентом. Доля этого силикатного компонента от центра планеты, где на него приходилось около 5%, к периферии возрастало, достигая хондритового соотношения, и далее продолжало увеличиваться вплоть до поверхности (рис. 1а).



Рис. 1. Исходное состояние системы мантия-протодро (а) и начальный этап ее эволюции (b).



Рис. 2. Эволюция системы «мантия-протоядро». Пояснение в тексте.

Эволюция системы «мантия-протоядро» представляется в следующем виде (рис. 2). Вскоре после завершения аккреции или к концу ее во внешней части планеты образуется геосфера жидкого ядра, которая начинает погружаться, разрастаясь за счет плавления новых порций железоникелевого сплава. Однако по мере погружения геосферы жидкого ядра растет давление, а с ним растет и температура плавления этого сплава.

В итоге простое плавление прекращается, сменяясь существенно более медленным процессом эрозии поверхности протоядра за счет ее взаимодействия с ядром жидким. Подобное взаимодействие происходит потому, что в соответствии с гетерогенной аккрецией во внешней части планеты, а, следовательно, и в формирующемся в ней жидком ядре, сконцентрированы такие компоненты как S и/или FeO. Соединяясь с железоникелевым сплавом, они способны существенно понизить температуру его плавления. При этом взаимодействии высвобождается присутствующий в протоядре силикатный хондритовый компонент. Будучи почти в два раза менее плотным по сравнению с жидким металлом, он всплывает, продуцируя композиционную конвекцию, которая начинается вскоре после завершения аккреции и быстрого формирования геосферы жидкого ядра (рис. 3).



Рис. 3. Дифференциация вещества в системе «мантия-жидкое ядропротоядро». Освобождающийся в ходе эрозии протоядра силикатный компонент всплывает и продуцирует композиционную конвекцию, которая обуславливает формирование геомагнитного поля.

3. Энергетика эродируемого протоядра Плотностная дифференциация вещества в системе «жидкое ядро - протоядро» сопровождается выделением гравитационной энергии, которая трансформируется в тепловую. Мы оценили эту гравитационную энергию в соответствии с моделью схематически изображенной на рис. 4. Все условные обозначения здесь стандартны, а величины соответствующих фиксированных и средних физических параметров постоянны [7]. Выделяемая энергия представляет собой разницу между гравитационной энергией до и после эрозии (см. рис. 3а), которая рассчитывается как разница между хорошо известными сферически симметричными гравитационными потенциалами:

$$E = G \int_{0}^{r_{o} + \Delta r_{o}} \frac{M_{a}(r)\rho_{a}(r) - M_{b}(r)\rho_{b}(r)}{r} 4\pi r^{2} dr$$
(1)

где G – гравитационная постоянная Ньютона, нижний индекс использован для значений до (a) и после (b) эрозии, M – общая масса внутри сферы с радиусом r, а ρ – локальная плотность. Главная сложность состояла в том, чтобы недвусмысленно оценить M и ρ . Для преодоления этой трудности мы использовали все возможные законы сохранения массы, данные PREM [8] и фиксированное для каждого расчета X, которое представляет собой среднюю концентрацию легкой примеси в эродированной части протоядра. Эта эродированная часть показана на рис.За сферической оболочкой имеющей мощность Δ*l*^{*}_i. В результате модельных расчетов мы получили общее решение для энергии *E* из равенства (1), которая зависит только от X и Δ*l*^{*}_i. Это решение иллюстрируется рис. Зб. В частности модельные расчеты показывают, что мощность выделяющейся

энергии в среднем составляет 20 ТВт в течение 4 млрд. лет при X=0.5 и $\Delta r_i = 2000$ км. Этого достаточно для перегрева подошвы нижней мантии и формирования плюм-потоков разуплотненного вещества на протяжении почти всей геологической истории. Причем в зависимости от распределения в протоядре железоникелевого и силикатного компонентов в энергетическом режиме системы в целом возможна кульминационная стадия в архее.



Рис. 4. (а) модель эволюции протоядра для расчета выделяющейся гравитационной энергии. Пунктирные окружности соответствуют границам протоядра и жидкого ядра до начала эрозии протоядра, в то время как сплошные окружности соответствуют тем же самым границам после эрозии. Здесь: \mathbf{r} – радиус сферы, $\boldsymbol{\rho}$ – локальная плотность внутри нее, $\boldsymbol{\Delta}$ – разница в величине параметра, нижние индексы «о» и «i» использованы для значений этого параметра до и после эрозии соответственно; (б) Оценка гравитационной энергии (Е) которая выделялась во время эрозии протоядра. По оси ординат – Е в 10^{29} Дж. По оси абсцисс – X – средняя доля легкого компонента в эродируемой части протоядра. Линии на диаграмме (снизу вверх) соответствуют оболочкам эродированного протоядра мощностью 250, 500, 1000 и 2000 км.

4. Перспективы проверки гипотезы эродируемого протоядра Существует несколько вариантов проверки развиваемой гипотезы. При ее справедливости из ядра в мантию с силикатным хондритовым компонентом вместе с первичными благородными газами должен привноситься свинец аналогичный по изотопному составу хондритовому. Его главной особенностью являются примитивные, от-

ношения изотопов ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, поскольку в отличие от земного вещества отношение урана к свинцу в хондритах в 10 раз ниже. Таким образом, открывается вариант проверки гипотезы протоядра, в основе которого должны лежать поиски в мантийных магматических производных свинца с изотопным составом, сдвинутым в направлении хондритового компонента. Предварительные результаты таких поисков свидетельствуют о том, что в мантийных производных с возрастом около 1.7 млрд. лет заметна примесь такого свинца в количестве около 3%. По мере уменьшения возраста она последовательно снижается почти до полного исчезновения в современных мантийных мантийных вулканитах.

Основой еще одного варианта проверки гипотезы эродируемого протоядра может стать накопление палеомагнитных данных, свидетельствующих о повышенной доле в раннем докембрии (по сравнению с фанерозоем) продолжительных периодов с неизменной геомагнитной полярностью (суперхронов). Если подтвердится предположение о том, что такой феномен связан со стабилизирующей ролью твердого ядра в обращении геомагнитной полярности [9], то оно станет прямым свидетельством существования твердого ядра в архее. В сочетании с результатами оценки начала кристаллизации жидкого ядра [4] это еще раз подтвердит несостоятельность существующих представлений о природе геодинамо.

Как уже отмечалось выше в зависимости от распределения в протоядре железоникелевого и силикатного компонентов в энергетическом режиме эволюции системы «жидкое ядро-протоядро» возможна кульминационная стадия в архее. Отсюда появляется основа для выявления архейской кульминации в напряженности геомагнитного поля и, стало быть, для реализации еще одного из вариантов проверки предсказавшей его модели протоядра.

Наконец, практически прямым подтверждением развиваемых представлений могут стать появившиеся относительно недавно признаки современного плавления твердого ядра [10]. Если в дальнейшем эта информация обретет надежную основу она может стать решающим аргументом в пользу состоятельности концепции эродируемого протоядра.

Заключение Концепция эродируемого протоядра позволяет объяснить:

 Парадокс геомагнитного поля, которое возникло задолго до начала якобы обуславливающей его кристаллизации жидкого ядра и связываемой с нею композиционной конвекции;

- Изотопный ксеноновый парадокс;
- Природу перегрева мантии на границе с ядром и формирование плюмов;

• Эта концепция позволяет вернуться к гипотезе гетерогенной аккреции, поскольку решает главную проблему, лежащую в основе ее отбраковки - формирование жидкого ядра при начальном размещении значительной доли компонента металлического железа в центре планеты.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 09-05-00979-а.

- 1. Thorne L., Hernlund J., Buffett B.A. 2008. Core-mantle boundary heat flow. Nature Geoscience 1, .25–32.
- 2. *Брагинский С.И.* 1962. О строении слоя F и причинах конвекции в ядре Земли. ДАН, 149, № 6, 1311.

- 3. *Sherbakova V.V., Lubnina N.V, Shcherbakov V.P. et al.* 2008. Palaeointensity and palaeodirectional studies of early Riphaean dyke complexes in the Lake Ladoga region (Northwestern Russia), Geophys. J. Int., 175, 433-448.
- 4. *Labrosse S., Poirier J.P., Mouel J.L.* 2001. The age of the inner core, Earth and Planet. Sci. Let. 190, 111-123.
- 5. *Tolstikhin I., Hofmann A.W.* 2005. Early crust on top of the Earth's core, Phys. Earth Planet. Intern., 148, 109–130.
- 6. Pushkarev Y.D., Starchenko S.V. 2010. Solid core as relic of protocore, Geochim. Cosmochim.. Acta, 74 (12), A835.
- 7. *Starchenko S.V., Kotelnikova M.S.* 2002. Symmetric thermo-mass-transport in rotating spherical shell, Journal of Experimental and Theoretical Physics, 94 (3), 459-469.
- 8. *Dziewonski A.M., Anderson D.L.* 1981. Preliminary Reference Earth Model, Phys. Earth Planet. Inter. 25, 297-356.
- 9. Hollerbach R., Jones C.A. 1995. On the magnetically stabilizing role of the Earth's inner core. Phys.Earth Planet. Inter., 87, 171-181.
- Gubbins D., Sreenivasan B., Mound J., Rost S. 2011. Melting of the Earth's inner core. Nature, 473, 361–363.

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ ЧАЙСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ЗАПАДА БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

В.П. Родионов, Е.Л. Гуревич

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ), Санкт-Петербург (vrodionov2009@km.ru)

Палеомагнитные исследования проводились на реке Чая, где были изучены отложения верхней части чайской свиты общей мощностью 585м. Отбор ориентированных штуфов был начат по левому берегу р. Чая у южного окончания гольца Дранский и закончен на выходе из гольцов Окунь и Дранский или же в 324 м ниже по разрезу от траппового тела. Штуфы отбирались с интервалом 3 – 5м по разрезу. Исследуемый разрез в нижней части представлен песчаниками малиново-серыми, косослоистыми, среднезернистыми, кварцевыми с галькой. Выше по разрезу песчаники характеризуются различными красноцветными оттенками. Также встречаются прослои конгломератов. В нижней части изученного разреза выявлены эффузивы. Палеомагнитные исследования проводились по общепринятой методике. Компонентный состав J_n изучался путем терморазмагничивания образцов и использования диаграмм Зийдервельда. Результаты терморазмагничивания представлены на рис. 1.



Рис. 1. Характерные диаграммы Зийдервельда, графики изменения величины J_n и стереограммы ее направления в процессе терморазмагничивания (древняя система координат). Пустые (залитые) кружки на стереограммах – проекции векторов на верхнюю (нижнюю) полусферу, на диаграммах Зийдервельда – проекции векторов на вертикальную (горизонтальную) плоскость.

Графики изменения величины J_n с температурой однотипны; намагниченность образцов разрушается в интервале температур 670°-685°С. Очевидно, что носителем характерной намагниченности является гематит. На стереограммах показаны изменения направлений Ј_п с прямой (404), обратной (461,505) и с промежуточным направлением(483). Первая компонента С1 выделяется в интервале 100° - 400°С и имеет большой разброс. К тому же иногда некоторые направления компоненты С1 имели отрицательное наклонение, они не принимались в расчет. Среднее направление векторов С1 характеризуется большой погрешностью, а поэтому оно далека от соответствия направлению современного поля. Компонента C2 осадочных пород выделяется в интервале 300° – 600°С. Среднее направление векторов компоненты С2 близко к направлению намагниченности даек чайского комплекса Байкальского + Акитканского хребтов: возраст-1713млн. лет, D = 189.4, I= -16, k= 44.8, α₉₅ = 11.6 (Водовозов, 2010). Высокотемпературные характерные компоненты C3 выделены в интервале 600° – 685°C. На рис. 2А показано их распределение, которое является биполярным. Также наблюдается кластер по направлению векторов, который занимает промежуточное положение между N- и R- полярностью. Возможно, что промежуточный кластер отражает смену магнитной полярности или же древнее аномальное поле. Подтверждением этому может служить то, что на рис.1 образец 483 с промежуточным направлением по всем параметрам размагничивания идентичен образцу 404 прямой полярности и образцу 461 обратной полярности, а не результатом перемагничивания пород более поздним магнитным полем.



Рис. 2. Стереограммы распределения характерных высокотемпературных компонент.

На рис. 2В представлено распределение векторов компоненты C3 N- полярности и обращенной R полярности, по которому произведен расчет палеомагнитных направлений и полюсов верхнечайской подсвиты нижнего протерозоя Акитканского хребта (табл. 1).

Тесты синскладчатости S и складчатости F – положительные (Enkin, 1994). Изменения палеомагнитных и магнитных характеристик представлены на рис.3.

таблица і	• Hancon	лагнит	пыс пан	завления и полюсы отложений нижнего протерозоя.								
	Ν	С.К.	D	Ι	Κ	α°_{95}	Φ°N	Λ°E	dp°	dm°	ϕ_m°	
	8R	g	22.4	5.5	15.6	14.5						
		s	22.8	-18.5	18.9	13.1	20.4	265.9	7.1	13.6	-9.5	
Средняя часть	15N	g	194.9	-10.7	6.8	15.8						
чайской свиты		s	195.7	20.2	7.3	15.2	-20.9	93.5	8.3	15.9	10.4	
	23NR	g	197.7	-8.8	8.6	11	-35	88	5.6	11.1	-4.4	
		s	198.3	19.6	9.4	10.4	-20.8	90.7	5.7	10.9	10.1	

Таблица 1. Палеомагнитные направления и полюсы отложений нижнего протерозоя

Примечания: N – число штуфов, D, I – углы склонения и наклонения средних направлений, K – кучность (параметр концентрации векторов), α°_{95} – радиус круга доверия на 95% уровне вероятности для среднего направления; Φ° N, Λ° E – северная широта и восточная долгота палеомагнитного полюса; dp° , dm° - полуоси овала доверия для полюса; ϕ_m° – палеомагнитная широта. Статистика проведена на уровне штуфов.



Рис. 3. Магнитная и палеомагнитная характеристика верхней части нижнего протерозоя р. Чая. Условные обозначения: 1 – песчаник кварцевый с галькой; 2 – песчаник кварцевый; 3 – эффузивы; 4 – зоны прямой и обратной полярности.

Характеры изменения величины Jn и магнитной восприичивости k практически идентичны. Средняя величина Ј_п составляет 3.3 мА/м, а магнитной восприимчивости- 5.9*10⁻⁵ ед.СИ. Более высокие значения J_n и k связаны с наличием в разрезе интрузивных и эффузивных траппов. Исследуемый разрез верхнечайской подсвиты нижнего протерозоя Байкало-Патомского нагорья представлен чередованием зон прямой и обратной полярности. Наблюдается явное преобладание в разрезе обратной полярности. Нижняя часть разреза (100м) прямой полярности и последний в разрезе интервал прямой полярности имеют достаточно надежное обоснование, а две средние зоны выделены каждая только по двум стратиграфическим уровням. Граница зон прямой и обратной полярности в низах разреза может служить палеомагнитным репером для синхронизации разнофациальных толщ нижнего протерозоя Байкало-Патомского нагорья, поскольку вся подстилающая толща чайской свиты, как и низы исследованного нами интервала, по предварительным данным, характеризуется прямой полярностью. По величинам естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости можно оценить степень влияния траппов на намагниченность осадочных пород и определять наличие вулканогенных пород. В дальнейшем в этом регионе необходимо провести палеомагнитные исследования других разрезов нижнего протерозоя, что может придать выявленной границе статус регионального или даже провинциального хронорепера.

- 1. Enkin R.J. //A computer program package for analysis and presentation of palaeomagnetic data//Pacific Geoscience Centre, Geol. Survey Canada. Sidney.1994, 16p
- Водовозов В.Ю. Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и геотектонические следствия//Диссертация на соискание ученой степени к.г.м. н. М., 2010

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ КЕМБРИЯ И ВЕНДА ЗАПАДА ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

В.П. Родионов, Е.Л. Гуревич

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ), Санкт-Петербург (vrodionov2009@km.ru)

Выделение и обоснование в разрезах границ стратиграфических подразделений представляет определенные трудности, связанные с различиями в фациальных и структурных условиях образования пород. Поэтому выделяемые свиты одного региона часто невозможно проследить в другом регионе из-за отсутствия в разрезах мелкораковинных окаменелостей (FFS) и флоры. Для многих регионов Сибирской платформы проблематичность выделения и обоснования границы верхнего венда (немакит-далдынского яруса) и нижнего кембрия (томмотского яруса) в разрезах очевидна, а поэтому для решения этой проблемы необходимо использование комплекса методов исследований включающего и палеомагнитный. Для проведения палеомагнитных исследований был изучен разрез нижнеусатовской подсвиты охватывающий верхнюю часть немакит-далдынского яруса верхнего венда и приграничные слои томмотского яруса нижнего кембрия р. Чаи на западе Байкало-Патомского нагорья. Этот разрез является опорным для этого региона [Хоментовский и др., 1972; Кочнев, Карлова, 2010]. Отбор ориентированных штуфов на палеомагнитные исследования проводился из обнажения пород по левому берегу р. Чаи (ниже устья ручья гольца Дранского, 57° 46 с.ш., 109° 57 в.д.), т. е. был продублирован разрез, изученный сотрудниками СО РАН Б.Б. Кочневым и Г.А. Карловой. Палеомагнитные исследования проводился и палеомагнитных реконструкций ВНИГРИ. Нижняя часть изученной толщи представлена известняками серыми, доломитовыми, брекчированными, мощностью около 90м. Верхняя часть изученного разреза нижнеусатовской свиты представлена красноцветами мощностью около 40м и изучена по трем параллельным разрезам. Результаты палеомагнитных исследований получены при проведении терморазмагничивания ориентированных образцов и изучения компонентного состава их намагниченности с помощью диаграмм Зийдервельда. На рис.1 приведены характерные кривые размагничивания образцов.

В интервале температур более 450° в подавляющем большинстве случаев происходит сильное подмагничивание образцов, которое связано с химическими процессами, вызывающими появление дополнительного магнитного материала. В связи с этим возникает проблема выделения высокотемпературной компоненты. Естественная остаточная намагниченность исследуемых пород обычно представлена тремя компонентами. Первая компонента по направлению намагниченности соответствует направлению современного поля. Третья компонента выделяется в большинстве случаев в интервале температур 380°-450° градусов. Всего изучено три разреза, причем один из них включает верхи немакитдалдынского и низы томмотского яруса. Это позволило проследить характер изменения палеомагнитной зональности на рубеже протерозоя и фанерозоя в регионе Байкало-Патомского нагорья. Дополнительно для более детального исследования интервала красноцветов низов томмотского яруса были изучены два параллельных разреза. На рис. 2 показаны стереограммы распределения характерных векторов для отложений немакит-далдынского яруса (А) и низов томмотского яруса нижнего кембрия (В). Отложения немакит-далдынского яруса представлены прямой полярностью, а пограничные слои томмотского яруса характеризуются обратной полярностью с редкими всплесками прямой полярности вблизи границы ярусов. Однако следует отметить, что кучность распределения векторов томмотского яруса в три раза меньше кучности распределения векторов немакит-далдынского яруса (табл. 1).



Рис. 1. Характерные диаграммы Зийдервельда, графики изменения величины J_n и стереограммы ее направления в процессе терморазмагничивания (древняя система координат). Пустые (залитые) кружки на стереограммах – проекции векторов на верхнюю (нижнюю) полусферу, на диаграммах Зийдервельда – проекции векторов на вертикальную (горизонтальную) плоскость.

Таблица 1. Палеомагнитные направления и полюсы приграничных слоев венда и кембрия.

	Ν	с.к.	D	Ι	K	a ₉₅	Φ	Λ	dp	dm	φ _m
Венд 2, немакит- лаплынский ярус	9	g	206.2	-12.5	13.8	14.4					
~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~		s	205.9	21.7	37.5	8.5	-17.6	83.3	4.7	9.0	11.3
Нижний кем-	16	g	42.2	-47.7	1.8	23.9					
ории, томмот- ский ярус	40	S	46.1	2.3	10.9	6.7	22.6	238.7	3.4	6.7	1.2

	Ν	с.к.	D	Ι	K	a95	Φ	Λ	dp	dm	φ _m
Группа S1.	3N+21R	g	14.7	-35.8	2.0	29.6					
Томмотский ярус		s	30.7	3.7	18.8	7.0	28.9	254.4	3.5	7.0	1.9
Па C1 А	3N+8R	g	299.6	-40.9	1.2	99.4					
подгруппа STA		S	29.5	-12.3	44.1	7.0	21.5	258.3	3.6	7.1	-6.2
Подгруппа S1B	12	g	25.7	-29.9	6.8	17.2					
	15	S	31.8	17.2	53.4	5.7	35.1	250.5	3.1	5.9	8.8
Группа S2. Томмотский	22	g	86	-49.5	1.8	34.2					
ярус		s	62.9	0.6	17.8	7.6	14.2	223.3	3.8	7.6	0.3
Па 52А	11	g	113	-59.7	1.3	76.6					
110drpyIIIIa SZA		S	66.5	-14.7	42.9	7.1	5.7	224.0	3.7	7.3	-7.5
Па 620	11	g	77.3	-43.1	2.6	35.7					
подгруппа 82В		s	59.4	15.8	66.9	5.6	22.7	222.5	3.0	5.8	5.8

**Таблица 2.** Палеомагнитные направления и полюсы по группам характерных векторов венда и кембрия.

Примечания: N – число штуфов, D, I – углы склонения и наклонения средних направлений, K – кучность (параметр концентрации векторов),  $\alpha^{\circ}_{95}$  – радиус круга доверия на 95% уровне вероятности для среднего направления;  $\Phi^{\circ}N$ ,  $\Lambda^{\circ}E$  – северная широта и восточная долгота палеомагнитного полюса;  $dp^{\circ}$ ,  $dm^{\circ}$  – полуоси овала доверия для полюса;  $\phi_m^{\circ}$  – палеомагнитная широта. Статистика проведена на уровне штуфов.

Основной причиной является то, что совокупность векторов томмотского яруса представлена двумя кластерами, которые в свою очередь подразделяются по знаку наклонения векторов (рис.2, табл. 2) на две подгруппы S1A и S1B, S2A и S2B. Тесты синскладчатости и складчатости по (Enkin, 1994) во всех анализируемых группах и подгруппах положительные, кроме группы S1, где тест складчатости даёт неопределеный результат. Таким образом, исследуемый разрез верхней части немакит-далдынского яруса представлен прямой полярностью, которая подтверждается положительным результатом тестирования. Разрез же низов томмотского яруса представлен обратной полярностью. Однако её характерные компоненты представлены четырьмя подгруппами (рис. 2, S1A, S1B, S2A,S2B), которые почти антиподальны прямой полярности в приграничных слоях томмотского яруса.



**Рис. 2.** Характерные векторы, выделенные в процессе терморазмагничивания образцов пограничных слоев венда и кембрия. Условные обозначения: — средние направления векторов; залитые (пустые) кружки — проекция векторов на нижнюю (верхнюю) полусферу в древней системе координат.

Подгруппа S1A характерных векторов наиболее близка к антиподальности прямой полярности, а поэтому можно сказать, что эта намагниченность обратной полярности является характерной для пограничных слоев томмотского яруса нижнего кембрия. Подтверждением этому является также то, что обратная полярность подгруппы S1A прослеживается во всех литологических разностях красноцветов и перекрывающих их сероцветных карбонатных пород. Совокупность характерных векторов S1B отличаются от S1A только знаком наклонения и также встречаются в разрезах и преимущественно в их верхних частях. Очевидно, совокупность векторов S1B является результатом перемагничивания пород более поздним палеомагнитным полем. Из-за подмагничивания пород при температурах выше 450⁰ высокотемпературные характеристические компоненты выделить не удалось, что осложнило установление природы этой намагниченности. Группа S2 характерных векторов отличается от группы векторов S1 тем, что она свернута по часовой стрелке на 30⁰. Это различие по всей вероятности связано с влиянием тектоники и недочищенностью образцов. Подтверждением существования локальной тектоники является запрокинутое залегание слоев в одном из изученных разрезов. Также нельзя исключать возможности существования аномального геомагнитного поля в начале раннего кембрия.

Нижняя карбонатная часть разреза характеризуется малой величиной намагниченности и магнитной восприимчивости, а красноцветная часть – более высокими значениями этих параметров, что указывает на различные палеогеографические условия образования осадков. Карбонатный разрез нижнеусатовской свиты почти полностью представлен прямой полярностью и лишь примерно в 2 метрах ниже кровли серых известняков происходит смена прямой полярности на обратную полярность, которая продолжается и в красноцветной части разреза. Смена палеомагнитной полярности здесь приурочена к значительному событию в геологической истории и служит предвестником начала нового этапа развития Земли.

Выделенные границы венда и кембрия биостратиграфическим и палеомагнитным методами (рис.3) по сути, отражают одно и тоже событие в геологической истории, которое зафиксировано, породами образовавшихся в то время. С другой стороны, постседиментационные процессы могли сдвинуть вниз магнитостратиграфическую границу, делая явление опережения геомагнитных явлений кажущимся. Поэтому при выделение границ должен быть задействован комплекс методов.

Для решения проблем, связанных с положением и характеристиками границы венда и кембрия в пределах всего региона, необходимо комплексное, включающее и палеомагнитные исследования, изучение ряда разрезов в различных частях Патомского нагорья. Представленные результаты отражают лишь первый результат такого исследования, проведенного здесь на современном техническом уровне.

- 1. Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С. и др. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия южной окраины Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.
- 2. Кочнев Б.Б., Карлова Г.А. Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, № 5, с. 28–41.
- Enkin R.J. //A computer program package for analysis and presentation of palaeomagnetic data//Pacific Geoscience Centre, Geol. Survey Canada. Sidney. 1994, 16p.



Рис. 3. Комплексная характеристика границы венда и кембрия в разрезе на р. Чая (запад Патомского нагорья). При построении рисунка использован рис.7 из работы [2] с изменениями и дополнениями. Условные обозначения: 1 – алевролиты, 2 – песчаники, 3 – доломитовые брекчии, 4 – аргиллиты, 5 – находки SSF, 6 – полярность: прямая и обратная, 7 – красноцветы.

## ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК МИХАЙЛОВСКОЕ (РОСТОВСКАЯ ОБЛ.), БЕТОВО И ХОТЫЛЕВО (БРЯНСКАЯ ОБЛ.)

Н.В. Сальная¹, А.Г. Иосифиди², Л.Б. Вишняцкий³, А.Е. Матюхин³, А.К. Очередной³, Е.К. Воскресенская⁴

¹Санкт-Петербургский Государственный Университет, Геологический факультет (natasavi@inbox.ru)

²Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ), Санкт-Петербург

³Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург ⁴Институт географии РАН, Москва

Одним из методов датирования возраста археологических находок является оценка возраста осадочных отложений, в которых они найдены. Палеомагнитный метод позволяет проводить магнитное датирование на основе сравнения изменений параметров геомагнитного поля, записанных в отложениях исследуемого объекта, с имеющимися данными, полученными по хорошо датированным объектам [2]. В полевые сезоны 2007-2010 гг. были отобраны коллекции ориентированных образцов из вмещающих отложений в районах палеолитических стоянок Михайловское (хутор Михайловский, Константиновский р-н, Ростовская область ( $\phi$ =47.7°,  $\lambda$ =40.95°), Бетово (поселок Бетово, Брянская область,  $\phi$ =53.33°,  $\lambda$ =34.0°) и Хотылево I (Брянская область,  $\phi$ =53°.25',  $\lambda$ =34°.07'). Отбор образцов производился в цилиндрические стеклянные контейнеры 2*2 см и в виде штуфов 5*5*5см. Лабораторные исследования проводились в лаборатории магнитостратиграфии и палеомагнитных реконструкций ВНИГРИ (Санкт-Петербург).

Отложения в районе палеолитической стоянки Михайловское представлены аллювием и суглинками от белесых до бурых с прослоями известковистых конкреций и ископаемых почв. Опробование проведено сплошным отбором образцов по двум профилям. Общая стратиграфическая мощность опробованного участка разреза около 3 метров. По геологическим данным возраст отложений может лежать в пределах 170 — 300 тыс. лет. Примеры размагничивания естественной остаточной намагниченности J_n переменным магнитным полем показаны на рис. 1(образцы 50 и 70). Преобладает однокомпонентный состав J_n. Среднее направление характерной компоненты J_n по всему разрезу n=127, D=25°, I=53°, K=25,  $a_{95}=3^{\circ}$ , что отличается от современного направления геомагнитного поля D=7°, I=66°. Изменения угловых характеристик по разрезу небольшие. В средней части разреза (14.6-14.3м) отмечается монотонное изменение склонения характерной компоненты J_n от 320° до 90°. Изменения наклонения J_n на этом участке незначительны (от 45° до 60°), но на уровне 14.3 метра отмечено изменение полярности характерной компоненты J_n с прямой на обратную. Поведение виртуального палеомагнитного полюса в конце этого интервала также имеет максимальную амплитуду изменения палеошироты (порядка 50°). Аномалия проявляется наиболее ярко по наклонению J_n, долготе виртуального палеомагнитного полюса и изменению фактора Q, который может отражать изменения в величине палеонапряженности геомагнитного поля. Сама аномалия происходит на фоне

пониженных значений фактора Q, а перед ней отмечается увеличение этих значений в 2 раза. Это также характерно для аномальных участков поведения геомагнитного поля и, в особенности его инверсий и экскурсов. По характеру движения полюса полученные данные можно сопоставить с экскурсом Ямайка, однако неполнота записи аномального поведения геомагнитного поля не позволяет считать такое сравнение достоверным.



Рис. 1. Примеры размагничивания естественной остаточной намагниченности переменным магнитным полем и температурой (пояснения в тексте).

Отложения разреза палеолитической стоянки Бетово в основном представлены супесями и суглинками. В нижней части разреза наблюдался слой выветрелого мела, ниже которого – несцементированнные пески пестрых окрасок. Общая стратиграфическая мощность опробованного участка (опробовано два параллельных профиля) разреза около 5 метров. По геологическим данным возраст отложений может лежать в пределах 10 —100 тыс. лет. Примеры размагничивания естественной остаточной намагниченности J_n последовательными нагревами показаны на рис. 1 (образцы 102 и 139). Средние значения направлений векторов естественной остаточной намагниченности по всем профилям близки к современному направлению геомагнитного поля в месте отбора образцов (склонение D=8°, наклонение I=69°) и имеют следующие значения: восточный (n= 141, D=349°, I=62° K=9,  $a_{95} = 4°$ ), западный (n= 42, D=356°, I=73°, K=15,  $a_{95} = 6°$ ) и южный (n= 112, D=358°, I=69° K=38,  $a_{95} = 2°$ ) профили, соответственно. По двум профилям отмечено аномальное поведение геомагнитного поля – стратиграфические уровни, где направление J_n имеет отрицательное наклонение. Изменения угловых характеристик по разрезу небольшие. В нижней части разреза (4.7-4.3м) отмечается аномальное изменение наклонения характерной компоненты  $J_n$  от - 60° до 60°. Аномалия по восточному профилю (4.4 – 4.7м) имеет сходство с первой петлей поведения виртуального полюса экскурса Блейк-возраст 120 тыс. лет [1, 4], рис. 2. Аномалия по западному профилю (4,1 – 4,5 м) имеет сходство с поведением виртуального полюса при экскурсе Исландский бассейн - возраст 195 тыс. лет [1, 3], рис. 3.



Рис. 2. Сравнение аномалии геомагнитного поля по восточному профилю разреза палеолитической стоянки Бетово с экскурсом Блейк [4].

Как видно из рис. 1, при размагничивании образца 139 направление вектора J_n имеет высокие отрицательные наклонения и не характерные для обратной полярности северные склонения. Такие направления могут иметь место при изменении ориентировки оси Z на 180 градусов. Поэтому возникло предположение, что отрицательные наклонения и северные склонения связаны не с записью кратковременных смен полярности, а с тем, что в ходе сушки образцов (сушка проводилась при вертикальном положении образцов (ось Z повернута на 180 градусов)) произошло их перемагничивание. При отборе образцов из стенок раскопа отмечалось наличие разной степени влажности отложений. Так как сушка образцов производилась в земном магнитном поле, то в связи с этим образцы, имеющие высокую степень влажности, могли быть перемагничены этим полем. Для выяснения возможности такого перемагничивания отобранных образцов были проведены лабораторные эксперименты. Образцы 142, 190, 241 после чистки переменным магнитным полем были пропитаны до насыщения водой и поставлены на сушку в известном лабораторном магнитном поле (H=37.2 A/м). Сушка проводилась при вертикальном положении образцов (ось Z повернута на 180 градусов). После полного высыхания образцов производилось измерение и вычисление направления вектора Jn. Затем образцы вновь были пропитаны до насыщения водой и поставлены на сушку в 3-х слойный пермаллоевый экран с магнитным полем, уменьшенным в 100 раз по сравнению с лабораторным магнитным полем (H=0.31 A/м). Из результатов эксперимента (рис. 4) видно, что

образцы после сушки в лабораторном магнитном поле приобрели новую Jn, направление которой близко к этому полю по склонению, но с отрицательным наклонением. На втором этапе, когда после пропитки образцы высушивались в магнитном экране, они вновь перемагнитились, за исключением суглинка. Таким образом, показано, что наиболее рыхлые отложения могут перемагничиваться при их сушке после отбора. Так как выделенные аномалии по разрезу Бетово «записаны» в наиболее рыхлых отложениях, то нельзя исключить, что эти аномалии могут быть связаны с перемагничиванием образцов при сушке. Требуется проведение повторного отбора образцов.



Рис. 3. Сравнение аномалии геомагнитного поля по западному профилю разреза палеолитической стоянки Бетово с экскурсом Исландский бассейн [3].

Отложения разреза палеолитической стоянки Хотылево I, раскоп 6, участок 2 в основном представлены супесями и суглинками. Общая мощность изученного разреза 4 метра. Примеры размагничивания естественной остаточной намагниченности  $J_n$  последовательными нагревами показаны на рис. 1(образцы 124 и 129). Среднее значение направлений векторов естественной остаточной намагниченности по всем профилям близки к современному направлению геомагнитного поля в месте отбора образцов (склонение D=8°, наклонение I=69°) и имеют следующие значение: D=19°, I=65°. Аномальное поведение геомагнитного поля, где направление вектора Jn имеет отрицательное наклонение выявлено в интервале 4.0-4.6 м. Проведена температурная чистка всех образцов. На рис. 5 показаны положения палеомагнитных полюсов для аномального участка разреза. На данном этапе работ сравнение полученных данных с известными экскурсами [1, 3, 4] позволяет идентифицировать имеющиеся аномальные участки поведения направлений вектора естественной остаточной намагниченности по профилю раскопа палеолитической стоянки Хотылево I с экскурсом Лашамп. Однако как видно из диаграмм Зийдервильда (рис. 1, образцы 124 и 129) качество выделения характерных направлений Jn пока недостаточно. Необходимо продолжить лабораторные исследования с целью выяснения природы Jn выделенных аномальных участков в записи поведения вектора Jn.



**Рис. 4.** Результаты экспериментов по перемагничиванию влажных образцов из разреза палеолитической стоянки Бетово в ходе их сушки в известном лабораторном магнитном поле.

По изученным отложениям палеолитических стоянок Михайловское, Бетово и Хотылево выделены аномалии в записи поведения геомагнитного поля. 1.Михайловское - аномалия может быть соотнесена с экскурсом Ямайка –185-200 тыс. лет. Однако короткая запись и отсутствие дублей образцов для проверки не позволяет сделать однозначный вывод. Требуется повторное исследование. 2. Бетово - аномалии соотносятся с экскурсом Исландский бассейн –195 тыс. лет и экскурсом Блейк –120 тыс. лет. Однако велика вероятность, что эти аномалии связаны с перемагничиванием слаболитифицированных отложений при их сушке. 3. Хотылево - аномалия соотносятся с экскурсом Лашамп –42 тыс. лет. Однако и здесь велика вероятность, что эти аномалии связаны с перемагничиванием слаболитифицированных с перемагничиванием слаболитифицированных отложений при их сушке и здесь велика вероятность, что эти аномалии связаны с перемагничиванием слаболитифицированных отложений по отбору образцов из плейстоценовых отложений: 1.Образцы проклеивать малым количеством жидкого стекла (силикатный клей). Эту операцию и сушку производить в магнитном экране.2. Образцы транспортировать в лабораторию в магнитном экране до полного высыхания.3. При возможности проводить первичные измерения непосредственно после отбора образцов.4. Все уровни отбора должны иметь образцы дубли. 5.При использовании контейнеров (стекло, пластмасса) отбор производить без дополнительно вращения и раскачке контейнера в ходе отбора.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 11-06-00380-а.



Рис. 5. Сравнение аномалии геомагнитного поля разреза палеолитической стоянки Хотылево I с экскурсом Лашамп [3].

- 1. Дополнение к стратиграфическому кодексу 1992 года. Санкт-Петербург, МСК, 2000 г.
- 2. Палеомагнитология /Храмов А.Н.,Гончаров Г.И.,Комиссарова и др. Недра, Л., 1982, 312 с.
- Laj C., Kissel C., Roberts A. P. 2006. Geomagnetic field behaviour during the Iceland Basin and Lashamp geomagnetic excursion: a simple transitional field geometry? Geochem. Geophys. Geosyst. 7(3). Q03004,doi:10.1029/2005GC001122.
- 4. *Tric E., Laj C., Valet J-P., Tucholka P., Paterne M., Guichard F.* 1991. The Blake geomagnetic event: transition geometry, dynamical characteristics and geomagnetic significance. Earth and Planetary Science letters, 102, 1-13.

# ИСПОЛЬЗОВАНИЕ БЕЗНАГРЕВНЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЛИЧИНЫ ДРЕВНЕГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ (НА ПРИМЕРЕ ИМПАКТНЫХ ПОРОД КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ)

А.В. Сапожников^{1,2}, Е.А. Драбкина², В.В. Попов¹, Е.С. Сергиенко², Р.В. Смирнова²

¹Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ), Санкт-Петербург ²Санкт-Петербургский государственный университет

<u>Метод Телье</u> Одним из наиболее распространенных методов определения палеонапряжённости является метод Телье в различных вариациях. При использовании метода происходит пошаговое размагничивание образца температурой и замещение исходной намагниченности лабораторной. К сожалению, при всех своих достоинствах метод Телье предъявляет достаточно жесткие требования к горным породам. Помимо прочего, особо отметим следующие: 1) Образцы должны иметь линейную зависимость  $J_{rt}$  от поля намагничивания в области определения (то есть, порядка 0,5 Э); 2) Породы должны не подвергаться заметным минералогическим изменениям при нагревах; 3) В образце желательно значительное преобладание однодоменных или псевдооднодоменных частиц.

На практике оказывается, что лишь примерно каждая десятая коллекция годится для определения палеонапряженности. Поскольку отбор палеомагнитных образцов нередко требует значительных затрат, очевидно, имеет смысл искать методы, отличные от метода Телье. На сегодняшний день наиболее часто используемым размагничивающим фактором, помимо температуры, является переменное магнитное поле.

<u>Диаграмма Нееля</u> При изучении магнитных состояний горных пород хорошее представление о намагниченности даёт диаграмма Нееля для многодоменных частиц [1]. Каждый элементарный магнитный объём вещества представляется в виде некоторой фиктивной «магнитной частицы», поведение которой можно рассматривать с точки зрения однодоменных частиц. Являясь элементами некоторого движения доменных границ, такие «магнитные частицы» связаны друг с другом, точки на диаграмме не являются независимыми.

При отображении на диаграмме Нееля одного из магнитных состояний горных пород, таких как HC,  $J_{rl}$ ,  $J_{rl}$ ,  $J_{rd}$ , между положительно и отрицательно намагниченными областями ферромагнетика проявляется граница. Ее положение определяется лишь величиной того постоянного поля  $H_0$ , в присутствии которого формировалось данное состояние. Для размагниченных равновесных состояний такая граница соответствует главной биссектрисе *OC* главного квадранта. (рис. 1). При формировании состояния в ненулевом внешнем магнитном поле, в образце остается нескомпенсированный магнитный момент. На диаграмме Нееля это отображается смещением границы раздела  $O_1C_1$  по оси постоянных полей на величину  $H_0$ . Такое смещение зависит лишь от величины  $H_0$ , и если удастся точно определить положение этого отрезка, можно определить величину магнитного поля  $H_0$ .





**Рис. 1.** Отображение НС **Рис. 2.** Отображение Jri **Рис. 3.** Отображение J_{rt} на диаграмме Нееля на диаграмме Нееля знаками «+» и «-» помечены области положительно и отрицательно заряженных объемов

<u>Идеальная намагниченность  $J_{ri}(h)$ </u> Одной из особенностей идеального намагничивания является то, что граница  $O_1C_1$ , получаемая при этом, является линией (рис. 2), а не размытой полосой неопределенной ширины, как, например, в случае термоостаточной намагниченности (рис. 3). Кроме того, идеальное намагничивание можно достаточно просто и быстро осуществлять в лабораторных условиях.

Если в интервале постоянных полей H, включающем в себя поле  $H_0$ , зависимость  $J_{ri}(H)$  линейна, то при построении графика  $J_{ri}(H)$  в точке  $H_0$  должна проявиться некоторая неоднородность, нелинейность графика, вызванная неоднородностью заполнения «магнитными частицами» плоскости Нееля в этом участке. Соответственно, таким образом можно получить величину поля  $H_0$ . Однако, как оказалось впоследствии, такие особенности довольно трудно надежно обнаружить, что делает такой метод неудобным и неточным.

<u>Квазиидеальная намагниченность  $J_{rai}(h)$ </u> Введём понятие квазиидеального намагничивания. Назовём так процесс обработки образца переменным магнитным полем при одновременном действии на него постоянного поля  $\hat{H}$ , напряженность которого измеряется линейно с изменением напряженности h переменного поля до некоторого  $H_{max}$ . Такое поле называют «полем смещения».

Граница между положительно и отрицательно заряженными объёмами на диаграмме Нееля  $OC_2$  оказывается такой, что пересекает отрезок  $O_1C_1$ , характеризующий одно из созданных магнитных состояний, в некоторой точке K, определяющей поле перемагничивания  $h_x$  (рис. 4). В дальнейшем, при размагничивании полученной квазиидеальной намагниченности  $J_{rqi}$ , на графике  $J_{rqi}(h)$  должна наблюдаться некоторая особенность, из которой по полю  $h_x$  можно найти положение точки K. Однако, как оказалось, такая особенность также зачастую оказывается недостаточной для нахождения границы.



Рис. 4. Отображение J_{rqi}



Рис. 5. Пошаговое замещение J_{rqi}



Знаками «+» и «-» помечены области положительно и отрицательно заряженных объемов

<u>Ступенчатое перемагничивание</u> Метод ступенчатого намагничивания основан на постепенном замещении одной квазиидеальной намагниченности другой. Вначале на образце создается намагниченность  $J_{rqi1}$  при линейно убывающем поле  $\hat{H}_1(h)$ . Далее, на образце с созданной  $J_{rqi1}$  создается намагниченность  $J_{rqi2}$  в том же направлении и в том же интервале переменных полей, что и  $J_{rqi1}$ , но внешнее поле  $\hat{H}_2$  линейно возрастает (рис. 5).

В случае работы на линейном участке зависимости  $J_{ri}(h)$  зависимость величины намагниченности  $\delta J(h'_{max})$ , получаемой в процессе такого замещения должна иметь параболическую форму [2] (рис. 6). Однако при наличии изменений в заполнении плоскости Нееля, парабола будет иметь некоторый «дефект» в точке K (рис. 4), по положению которого можно определить величину поля  $H_{0.}$  Процесс замещения гораздо более чувствителен к наличию неоднородности, чем идеальное или квазиидеальное намагничивание.

Одним из наиболее привлекательных свойств метода СП является то, что в нем не используется нагревание, а значит, и химические превращения в образце отсутствуют. Воздействие переменного поля не разрушает особенности распределения частиц, и определение палеонапряженности можно выполнять многократно при различных полях  $H_{max}$ . Значит, есть возможность вычислять напряженность древнего поля не по одной кривой, а по целой серии, что позволит больше доверять полученному результату.

Установка СП На рис. 7 и 8 изображена установка, позволяющая осуществлять все вышеперечисленные методы, которая была названа «установкой СП». Образец помещается в «трубу» из четырех пермаллоевых экранов, находящихся один в другом. Таким образом обеспечивается экранирование от внешнего магнитного поля и изменения его находящимися вблизи магнитными объектами. Помимо места под образец, в экране находятся две катушки, создающие переменное и постоянное поле. Постоянное поле создается контуром с катушкой  $L_2$ поля переменное и смещения создаются контуром с катушкой  $L_1$  и диодом  $\mathcal{I}$ .



Рис. 7. Схема установки СП.

Рис. 8. Установка СП.

Поведение J_{rt} и J_{ri} при размагничивании переменным полем. **R-метод** Одним из методов оценки величины древнего геомагнитного поля является так называемый *R*-метод. Он основан на сравнении величины  $J_{rt}$  с величиной  $J_{ri}$ , созданной при максимально возможном переменном поле *h*. Эксперимент заключался в следующем: на образце создавалась  $J_{rt}$  в известном поле 0,5 Э (нагрев производился до 600 °C). Затем образец размагничивался переменным полем. После этого на образце создавалась  $J_{ri}$  в том же направлении при различных постоянных полях H и в переменном поле h=1000 Э. Созданная  $J_{ri}$  разрушалась переменным полем *h* (рис. 9).





Можно видеть, что величина  $J_{rt}$ , созданной в поле 0,5 Э, ровно вдвое превышает величину  $J_{ri}$ , созданной в том же поле (рис. 10). При этом, такое соотношение остается в силе не только в начальной, но и в остальных точках при размагничивании. Таким образом, создавая модельную идеальную намагниченность в образце, можно вычислить значение древнего геомагнитного поля по термоостаточной намагниченности.

#### Проведение метода ступенчатого перемагничивания на установке СП

<u>Нахождение линейных участков зависимостей  $J_{ri}(H)$ ,  $J_{ri}(h)$ ,  $J_{rqi}(\hat{H})$ . Такие участки соответствуют областям постоянной плотности фиктивных «магнитных частиц» на диаграмме Нееля.</u>



Как оказалось, типичные зависимости  $J_{ri}(H)$  и  $J_{rqi}(\hat{H})$  линейны для большинства образцов в достаточно широком интервале постоянных полей (рис. 11), достаточном для работы метода СП (до 1 Э). Линейные участки кривых размагничивания  $J_{ri}(h)$  и  $J_{rqi}(h)$  для одного образца, как и ожидалось, полностью соответствуют друг другу (рис. 12). Таким образом, достаточно найти линейный участок  $J_{ri}(h)$ , и тем самым будет определен и линейный участок  $J_{rqi}(h)$ .

<u>Калибровка постоянной по току смещения</u> Одной из самых важных величин при определении палеонапряженности является постоянная по току смещения K. Для уточнения постоянной используется следующая процедура. В образце создается квазиидеальная намагниченность в сумме переменного поля  $h_{max}$  и двух постоянных полей (рис. 13). Первым из них является постоянное поле H, действующее в некотором направлении, которое условно назовем отрицательным. Второе поле  $\hat{H}$  – поле смещения, действующее в противоположном, положительном направлении. При этом величина  $\hat{H}_{max}$ , до которой растет поле  $\hat{H}$ , в два раза превышает поле H. Созданная при этом намагниченность затем пошагово размагничивается переменным полем, растущим до  $h_{max}$ . При этом зависимость J(h) по форме близка к параболе (рис. 15).



**Рис. 15.** Кривая проверки калибровки (*K* = 210 *Э/А*).

Если выбрать интервал переменных полей h от нуля до  $2 \cdot h_M$ , где  $h_M$  – середина линейного участка зависимости  $J_{ri}(h)$ , то точка вершины параболы  $h_{II}$  при правильном значении постоянной по току смещения окажется в точке  $h_M$ . Если же постоянная подобрана неверно (то есть,  $H_{max} \neq 2 \cdot H$ ), центр параболы  $h_{II}$  сместится за счет того, что точка M окажется не в центре. Используя линейность зависимости  $J_{rqi}(\hat{H})$ , по положению точки M можно легко найти новую постоянную K (рис. 14, 15).

<u>Получение кривых МСП</u> На установке СП были получены первые пробные кривые ступенчатого перемагничивания. На данный момент нельзя утверждать, удалось ли определить по ним палеонапряженность. Однако, уже получен некоторый результат: метод ступенчатого перемагничивания действительно позволяет получать подробные серии кривых, явно имеющих некоторые особенности. Для дальнейшей работы требуется максимально уточнить постоянную по току смещения, получить серии кривых МСП на достаточно большом количестве образцов и сравнить результаты с полученными методом Телье.



Рис. 16. Серия кривых МСП (обр. 17).

Рис. 17. Серия кривых МСП (обр. 09).

- 1. В.А. Шашканов, В.В. Металлова. Безнагревные методы определения напряженности древнего магнитного поля. // Изд-во ЛГУ, Ленинград. 1982. 142 с.
- 2. В.И. Белоконь, В.В. Кочегура, Л.Е. Шолпо. Методы палеомагнитных исследований горных пород. // Л. 1973.248 с.

## НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОГО ПРИАЗОВЬЯ

#### В.В. Семенов

#### Институт географии РАН, Москва

На побережье Азовского моря (в частности, в западной части Таганрогского залива), изучаются лессово-почвенные образования, подстилаемые разновозрастными лиманно-морскими и аллювиальными отложениями, что открывает возможности решения фундаментальных вопросов палеогеографии и хроностратиграфии континентального и морского плейстоцена. Одним из интересных и стратиграфически значимых разрезов является Милекино, находящийся в 8 км. к западу от г.Мариуполь (42°39,5′ с.ш., 37°26′ в.д.). Он приурочен к наиболее древнему (милекинскому) уровню – практически платообразной поверхности, протяженностью около 1,5 км. Здесь под современной почвой (чернозем) прослеживаются 4 погребенные почвы: мезинская (Mz), каменская (Km), инжавинская (Jnj) и воронская (Vr). Эта толща подстилается мощным горизонтом донского лесса (ок. 9 м.), осложненном несколькими уровнями слаборазвитого почвообразования. Последний перекрывает буроцветную толщу, состоящую из двух погребенных почвенных уровней полигенетического характера и представляющую собой наиболее древние субаэральные образования Северного Приазовья.

В палеомагнитном отношении изучены горизонт донского лесса и подстилающие его субаэральные образования (рис. 1). Проведен поэтапный нагрев образцов до 600°С с интервалом 50°, а в интервале температур 250–350° – с шагом 30°С, выполнен компонентный анализ Jn пород. По направлению намагниченности самая верхняя часть донского лесса (ок 0,6 м.) намагничена прямо. Ниже выявлен интервал (ок. 1,5 м.) обратной намагниченности. Нижняя часть этого лесса (ок. 6,5 м.) охарактеризована прямой намагничена обратно (хрон Матуяма).

Интервал обратной намагниченности в верхней части донского лесса сопоставляется с экскурсом геомагнитного поля Дон [1].



Рис. 1.

Мощные интервалы с обратными значениями наклонения фиксировались автором в донской морене в разрезе скв. Акулово (ок. 7 м.) в Подмосковье (рис. 2) и в разрезе скв. Конаховка (ок. 4 м.) в Смоленской области [2] (рис. 3). Ранее, в разрезах Крутой Яр и скв. 182 (Воронежская обл.) в донской морене также выделены значительные по мощности интервалы преимущественно обратной намагниченности – 12,5 и 12,8 м. соответственно [3].

Таким образом, Мелекино является одним из наиболее представительных разрезов лессово-почвенной серии Северного Приазовья. Он в значительной степени охарактеризован фауной мелких млекопитающих, здесь выявлены важнейшие магнитостратиграфические реперы (граница Матуяма-Брюнес, экскурс Дон), прослеженные на сотни километров по территории Восточно-Европейской равнины.

^{1.} Семенов В.В. Тез. докл.Всероссийского совещ. по изуч. четвертичного периода. М.: ГИН РАН. 1994. С.215.

- Семенов В.В. Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата. М-лы международной конф. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН. 2011. С. 208 -210.
- Куликов О.А., Красненков Р.В. Манитостратиграфические исследования Донского ледникового языка //Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М.: ИФЗ РАН. 1976. С.60.



Рис. 2.



# Разрез Конаховка

Рис. 3.
# НОВЫЕ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИЦЫ МАТУЯМА - БРЮНЕС В ОПОРНОМ РАЗРЕЗЕ БЕЛОВО (ПРИОБСКОЕ СТЕПНОЕ ПЛАТО)

Л.Г. Смолянинова, В.С. Зыкина, К.П. Чиркин

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

**Ваедение** Палеомагнитные исследования толщи субаэральных отложений Приобской увалистой равнины проводились многими исследователями в течение без малого 50 лет. Однако до настоящего времени не существует единого мнения о местоположении границы Матуяма-Брюнес (М/Б) в разрезах Приобского плато [2, 3]. Особенно это относится к опорному разрезу Белово, который считается одним из наиболее стратиграфически полных последовательностей для данного района. В нем представлены все климатостратиграфические горизонты, отражающие основные этапы осадконакопления четвертичного периода [1]. Так или иначе, большинство исследователей связывают переход М/Б с девятой погребенной почвой [4, 5, 6], которая, согласно новому стратиграфическому расчленению Краснодубровской свиты [7], является евсинским педокомплексом, либо одной из двух его почв. В связи с этим, представляется весьма актуальным более подробное изучение части разреза, включающей данный педокомплекс и прилегающие к нему осадки.

В настоящей работе представлены результаты подробного отбора и палеомагнитного анализа ориентированных образцов из двух расчисток разреза Белово. Дана более точная привязка зафиксированной авторами границы М/Б к стратиграфическим уровням. Образцы были взяты в верхней части разреза (первая расчистка) с интервалом отбора 10см, а в нижней части (вторая расчистка), где предполагалось обнаружить инверсию, - с интервалом отбора 5см. Общая длина двух расчисток составила 20 м, заканчиваясь на 5 м ниже первой евсинской почвы, в слое песков у уреза воды. Всего в общей сложности были отобраны пробоотборником 570 ориентированных образцов-кубиков с ребром 2 см, по 2 кубика на каждом уровне. Данные по второй расчистке были частично опубликованы [8], но определить достаточно надежно положение границы М/Б не удавалось.

<u>Методика работ</u> Лабораторные исследования проводились по общепринятой методике. Магнитная чистка образцов велась методом ступенчатого терморазмагничивания на установке TD-48 (США) и переменным магнитным полем на установке LDA-3A (Чехия). Измерения естественной остаточной намагниченности ( $J_n$ ) проводились на магнитометре JR-6A (Чехия), а магнитной восприимчивости (k) - с помощью системы MS2 (Bartington, Англия). При анализе полученных данных компоненты  $J_n$  устанавливались по ортогональным проекциям (диаграммам Зийдервельда). При определении зон прямой и обратной полярности зона считалась значимой, если направление выделялось не менее чем по трем уровням. Для анализа рядов данных по магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности применялось вейвлет-разложение на частотные составляющие[9].

<u>Магнитные свойства пород</u> Магнитные свойства пород, слагающих разрез Белово, сведены в табл. 1, а изменение этих величин по разрезу показано на рис.

1. Как видно из рисунка, в верхней части разреза величины  $J_n$  и k хорошо коррелируют между собой. На участке от верха первой расчистки до 10 м глубины коэффициент корреляции C=0,85. Это может говорить о том, что магнитное поле в этот период времени было достаточно стабильно, а величина  $J_n$  обусловлена только составом (количественным и качественным) присутствующих в породе магнитных минералов, причем ее вектор имеет, скорее всего, однокомпонентный характер. В нижней части разреза корреляции практически нет: C=0,22. Повидимому, следует ожидать, что вектор  $J_n$  слагается из двух и более компонент, а также возможны изменения величины магнитного поля.



**Рис. 1.** Изменение магнитной восприимчивости (k) и естественной остаточной намагниченности  $(J_n)$  по разрезу.

Название	Мощность	$J_n(A/$	(m)*10 ⁻³	k (ед. СИ) *10 ⁻⁵		
слоя	слоя (м)	max	min	max	min	
Vt	0-0,5	85,6	9,86	90	34	
A1bl ₃	0,5-1,2	27,2	3,27	61	23	
Bglca	1,2-2,0	60,2	21,6	87	49	
Lbl ₃ bl ₂	2,0-3,5	59	37,1	73	42	
A1'bl ₂	3,5-4,5	92,8	41	109	62	
A1bl ₂	4,5-4,9	35	19,9	58	43	
Bglcabl ₂	4,9-5,6	36,9	23,7	57	40	
Lbl ₂ -bl ₁	4,9-8,3	36,7	14,1	66	37	
A1bl ₁	8,3-9,4	21,2	12,5	55	34	
Bglcabl ₁	9,4-10,2	29,4	15,4	55	45	
Lbl ₁ -ev ₂	10,2-12,5	67,6	4,69	74	35	
A1'ev ₂	12,5-13,2	28,5	2,8	62	33	
Alev ₂	13,2-14,5	15,6	4,46	99	40	
gl	14,5-14,8	19,6	7,64	119	63	
Alev ₁	14,8-15,8	22,2	4,17	127	23	
Bglca	15,8-16,3	21,6	7,07	114	44	
Ck1-L1	16,3-17,7	15,3	1,71	207	53	
al пойм.	17,7-20	185,6	5,31	210	78	

**Таблица 1.** Максимальные и минимальные значения величин естественной остаточной намагниченности (J_n) и магнитной восприимчивости (k) пород из слоев разреза Белово.

Представленные кривые были более подробно проанализированы нами с помощью вейвлет-разложения. Использование именно вейвлет-анализа при изучении спектральных магнитных характеристик пород и элементов геомагнитного поля обусловлено нестационарностью их колебаний, наличием ускоряющих и замедляющих процессов [10]

Как показало рассмотрение наиболее характерных уровней непрерывного разложения вейвлетом Морле (рис. 2, 3), в верхней части разреза (0-10м) наблюдается хорошее совпадение высокочастотных уровней рядов k и  $J_n$  (*a*=10 и 5), особенно для верхних шести метров, и некоторое смещение кривых на более низких частотах. Это дает возможность предположить, что высокочастотная часть спектра  $J_n$  отвечает за содержание магнитных веществ в породе, тогда как в низкочастотную область вносят свой вклад колебания величины магнитного поля планеты. Нижняя часть разреза (10-20м) в высокочастотной области имеет более сложную структуру, что определяется, скорее всего, наличием нескольких компонент  $J_n$ , тогда как низкочастотные составляющие сохраняют тот же характер.



Рис. 2. Карты непрерывного разложения вейвлетом Морле рядов k и J_n по разрезу Белово Светлые области соответствуют высоким интенсивностям, темные – низким.



**Рис. 3.** Графики сравнения характерных гармоник спектра непрерывного вейвлет-разложения разреза для k и J_n.

Результаты размагничивания пород Для выделения компонент естественной остаточной намагниченности все образцы на участке от 8м до 20м подверглись размагничиванию. Один образец с уровня чистился ступенчатым терморазмагничиванием, другой размагничивался переменным магнитным полем. Как и ожидалось, образцы верхней части разреза (до 12,5м) имеют, как правило, одну компоненту с положительным направлением вектора J_n. В большинстве образцов нижней части разреза выделяется две компоненты J_n. Первая, низкотемпературная компонента выделяется в интервале температур 100-300°С и обусловлена, по-видимому, вязкой намагниченностью пород, связанной с воздействием современного магнитного поля в точке отбора и возможным лабораторным перемагничиванием во время транспортировки и хранения образцов. В некоторых случаях, особенно это относится к последним двум метрам разреза, процессы вязкого перемагничивания слабо повлияли на J_n пород. После разрушения этой компоненты J_n содержит, как правило, только одну высокотемпературную биполярную компоненту, которая предположительно синхронна процессу образования породы. Размагничивание переменным полем дало аналогичные результаты. Изменение направления J_n после разрушения компоненты, обусловленной магнитной вязкостью пород по разрезу Белово и соответствующая этому изменению магнитная зональность приведены на рис. 4.





<u>Обсуждение результатов</u> Несмотря на зашумленность данных, достаточно ясно видно, что переход между обратной и прямой направленностью наклонения вектора геомагнитного поля приурочен к горизонту A1' второй евсинской почвы, на глубине 12,6м по разрезу. При этом величина склонения начинает постепенно двигаться от  $180^{\circ}$  к  $0^{\circ}$  и на глубине 10м прочно устанавливается по направлению современного магнитного поля. На участке 12,6-10м наблюдаются также довольно значительные скачки величины наклонения, которые временами доходят до  $0^{\circ}$ . Полученные данные позволяют интерпретировать участок 12,6-

10м как переходную зону между хронами Матуяма и Брюнес. Следовательно, есть основания считать палеомагнитную границу М/В зафиксированную в разрезе Белово не «кажущейся», связанной с перерывами в осадконакоплении [2], а истинной.

В пределах хрона Матуяма в разрезе зафиксировано несколько положительных магнитозон, которые мы не можем за недостатком оснований отнести к какому-либо субхрону. Возможно, эти магнитозоны являются ложными, не связанными с инверсиями. Это может быть вызвано более стабильной химической намагниченностью, которую не удалось снять при магнитных чистках.

<u>Заключение</u> Представленные данные подтверждают сделанное ранее предположение [1] о нахождении палеомагнитной границы М-Б внутри евсинского педокомплекса, который относится к XIX изотопно-кислородной стадии. Подробный отбор образцов позволил уточнить местоположение границы и поместить конец хрона Матуяма в горизонт A1' второй (верхней) евсинской почвы. Наличие переходной зоны, занимающей почти всю лессовую толщу между евсинским и беловским педокомплексами, указывает на отсутствие скольконибудь значимых перерывов в осадконакоплении в период перехода геомагнитного поля в новое (современное) состояние.

Остается актуальным дальнейшее изучение разреза и его корреляция в связи с новыми магнитостратиграфическими данными с другими лессово-почвенными разрезами Приобского степного плато.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 10-05-00673-а.

- Зыкина В.С., Волков И. А., Семенов В.В. Реконструкция климата неоплейстоцена Западной Сибири по данным изучения опорного разреза Белово // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2000. –Вып.2. - С.229-249.
- Фаустов С.С. О палеомагнитной границе Матуяма/Брюнес в отложенияхлессовой формации Русской равнины и приобья // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Сборник научных трудов. – М.: Географический факультет МГУ, 2011. -Вып.3. - С. 238-250
- Большаков В.А. Еще раз о палеомагнетизме разреза Белово на реке Обь и его корреляции с разрезом Володарка // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. -С. 78-81.
- Поспелова Г.А., Зудин А.Н. О расчленении плиоцен-четвертичных отложений приобского степного плато (по палеомагнитным данным) // Геология и геофизика. – 1967. -№6. - С.9-20.
- Свиточ А.А., Боярская Т.Д., Воскресенская Т.Н., Евсеев А.В., Куликов О.А., Фаустов С.С., Парамонова Н.П., Чернюк А.В. Некоторые результаты изучения разреза Белово (Приобское степное плато) // Разрез новейших отложений Алтая (стратиграфия и палеонтология Приобского плато, Подгорной равнины и Горного Алтая) – М.: Изд. МГУ, 1978. – С.203-215.
- Большаков В.А., Свиточ А.А. Новые палеомагнитные данные по отложениям краснодубровской свиты приобского плато // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алт. Тез. докл. к конф. – Барнаул: Изд-во Географического об-ва СССР. Алтайский филиал, 1988. - С.50-51.

- Добрецов Н.Л., Зыкин В.С., Зыкина В.С. Структура лессово-почвенной последовательности плейстоцена Западной Сибири и ее сопоставление с Байкальской и глобальными летописями изменения климата // Доклады Академии Наук. 2003. т.391, №6. С.821-824.
- Чиркин К.А., Смолянинова Л.Г., Зыкин В.С., Зыкина В.С., Зажигин В.С. О положении границы Брюнес-Матуяма в субаэральных отложениях юго-восточной части Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. - С.622-624.
- 9. Смоленцев Н.К. Основы теории вейвлетов. Вейвлеты в МАТLAB. М.: ДМК Пресс, 2005. 304 с.
- 10. Гурарий Г.З., Алексютин М.В., Атаев Н.М. Вейвлет анализ палеомагнитных данных. «Короткие» (500-4500 лет) характерные времена колебаний элементов геомагнитного поля и магнитных характеристик пород поздней половины хрона Матуяма (Западная Туркмения) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы международной школы-семинара. – Санкт-Петербург, 2010. – С.67-71.

# КОРРЕКЦИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ И ТЕПЛОВЫХ УРАВНЕНИЙ ГЕОДИНАМО

## С.В. Старченко

#### Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн, Троицк (sstarchenko@mail.ru)

<u>Аннотация</u> Представлены такие фундаментальные соотношения, которые практически не были использованы ранее для решения проблем гидромагнитного динамо генерируемого конвективными течениями в ядре Земли. Наименее исследованными являются соотношения, следующие из отсутствия свободных электрических зарядов в области с высокой электропроводностью. Корректный учет подобных соотношений может потребовать кардинального пересмотра многих известных численных гидромагнитных моделей. Другие малоисследованные и редко используемые фундаментальные соотношения связаны с тем, что подавляющее большинство современных работ по гидромагнитному динамо некорректно описывает теплоперенос в быстро вращающихся объектах подобных Земле, что может существенно искажать анализ физической природы исследуемых процессов. При этом переход к полностью корректному описанию незатруднителен и преимущественно требует лишь соответствующего изменения граничных условий.

Корректные электромагнитные уравнения и электрическая нейтральность ядра Земли Для гидромагнитного динамо используется магнитогидродинамическое (далее – МГД) приближение, которое основывают на пренебрежении токами смещения из-за того, что рассматриваемые процессы идут со скоростью намного меньше скорости света [1]. При этом во всех известных работах (например, см. [2, 3]) электромагнитные уравнения фактически сводят к уравнению индукции для магнитного поля В:

$$\partial \mathbf{B}/\partial t = \nabla \times (\mathbf{V} \times \mathbf{B} - (\nabla \times \mathbf{B})/\mu\sigma).$$
 (1)

Здесь:  $\mu$  - магнитная проницаемость (практически совпадающая с известной константой – магнитной проницаемостью вакуума в СИ),  $\sigma$  – удельная электрическая проводимость и V – локальная скорость гидродинамического течения. Уравнение (1) легко выводится при исключении векторов плотности тока J и электрического поля E из соответственно следующих законов Фарадея, Ампера и Ома:

$$\partial \mathbf{B} / \partial t = -\nabla \times \mathbf{E}, \quad \nabla \times \mathbf{B} = \mu \mathbf{J}, \quad \mathbf{J} = \sigma (\mathbf{E} + \mathbf{V} \times \mathbf{B}).$$
 (2, 3, 4)

При решении уравнения индукции (1) используется так же связанное с ним уравнение Максвелла [1-3]:

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0, \qquad (5)$$

постулирующее отсутствие магнитных монополей. Таким образом, используются почти все уравнения Максвелла за исключением одного уравнения, представляющего собой закон Пуассона

$$\varepsilon \nabla \cdot \mathbf{E} = \theta \tag{6}$$

с практически постоянной (как и  $\mu$ ) электрической проницаемостью  $\varepsilon$  и, вообще говоря, переменной объемной плотностью электрических зарядов  $\theta$ . Казалось бы уравнение (6) не нужно при определении магнитного поля В из (1) и (5), а  $\theta$  и Е мы можем определить из (6), законов Ампера (3) и Ома (4) уже после того как найдем В. Однако при этом возможно противоречие с законом сохранения заряда [1]:

$$\partial \theta / \partial t = -\nabla \cdot \mathbf{J},$$
 (7)

который существенен и сам по себе как опытный факт, а в плане сравнения с уравнениями Максвелла является очевидным следствием дивергенции от расширенного закона Ампера, учитывающего токи смещения. Из (3) и (7) следует, что  $\partial \theta / \partial t = 0$  и соответственно плотность электрических зарядов  $\theta$  неизменна со временем. Но при этом она должна обращаться в ноль, поскольку невозможно распределить свободные электрические заряды в проводнике таким образом, чтобы при этом плотности зарядов оставались в каждой малой локальной области неизменными со временем. Таким образом,  $\theta = 0$  во всем ядре Земли и эта проводящая область электрически нейтральна. Поэтому из (6) следует, что

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0. \tag{8}$$

Окончательно получаем, что корректная система электромагнитных уравнений для геодинамо состоит из уравнений (2-5) и (8). Используемые до сих пор при решении МГД проблем [1-3] уравнение магнитной индукции (1) и уравнение (5) являются очевидным следствием этой корректной системы, но обратное утверждение не является верным. Действительно, более «жесткая» система из уравнений (2-5) и (8) не может быть полностью выведена лишь из уравнений (1) и (5), которые поэтому позволяют кроме корректных решений еще и «лишние» решения, не удовлетворяющие корректной системе из (2-5) и (8). Граничные же условия, следующие из системы уравнений (2-5) и (8), еще больше ограничивают подмножество корректных МГД решений, поскольку теперь из-за (8) добавляется ранее совершенно не использовавшееся граничное условие непрерывности нормальной компоненты электрического поля Е.

Корректное описание теплопереноса в жидком ядре Земли Следуя [2, 3], пренебрежем центробежными ускорениями в жидком ядре Земли, т.к. они составляют лишь доли процента от гравитационного ускорения  $g_o = 10.68 \text{ m/s}^2$  на внешней границе ядра. Радиус этой внешней границы  $r=r_o$  (3480km в Земле) и далее используется индекс 'o' (outer) для значений всех соответствующих величин. На внутренней границе жидкого ядра  $r=r_i$  (1221.5km в Земле) и аналогичным образом используется индекс 'i' (inner). Закон сохранения энергии, следуя [4] запишем в форме общего уравнения переноса тепла для удельной (на килограмм массы) энтропии S:

$$\rho T \frac{DS}{Dt} = \nabla \cdot (\mathbf{K} \nabla T) + Q. \qquad (9)$$

Здесь: К – теплопроводность, а Q – объемная мощность Омических, композиционных и т.п. локальных источников тепла. Плотность  $\rho$ , температура T и давление P могут быть выбраны в качестве основных термодинамических (далее – ТД) переменных. Так это, следуя [6], делается в большинстве современных работ по гидромагнитному динамо [7]. Остальные ТД переменные выражаются через основные переменные с использованием тождеств из [5]. Однако, как показано в Приложении к этой работе, такой выбор не ведет к упрощению уравнений до формы, позволяющей эффективное моделирование. Более естественно, следуя [2, 3], выбрать  $\rho$ , S и P в качестве основных ТД переменных, поскольку отклонение от адиабатического состояния чрезвычайно мало и уравнение состояния запишется в простейшем виде:

$$\rho(P,S) = \rho_a + \rho_P p - \rho_S s_{.(10)}$$

Стандартные [2, 5] ТД производные определены здесь и далее подобным образом, как

$$\rho_P \equiv (\partial \rho / \partial P)_S = c^{-2}, \ \rho_S \equiv -(\partial \rho / \partial S)_P = \alpha T_a \rho_a / C_P.$$

Уверенно определяемые сейсмические скорости  $c_o = 8065 \text{ m/s}$  и  $c_i = 10356 \text{ m/s}$  [8], а по грубым оценкам из [2, 6, 7]:  $\alpha_o \approx 2 \cdot 10^{-5}$ /K,  $\alpha_i \approx 10^{-5}$ /K, K $\approx 50 \text{ Wm}^{-1}$ K⁻¹,  $C_P \approx 720 \text{ J kg}^{-1}$ K⁻¹ и Q порядка  $10^{-8}$ Wm⁻³ в ядре Земли. Используемые далее и входящие в уравнение состояния (10) «конвективные» переменные:

$$p \equiv P - P_a, \quad u \equiv U - U_a, \quad s \equiv S - S_a \quad \mathbf{M}$$
$$T - T_a = T_P p + T_S s = (T_a/C_P)[(\alpha/\rho_a)p + s] \quad (11)$$

описывают отклонения от адиабаты, составляющие менее  $10^{-3}$  % от исходных переменных в жидком ядре Земли [1, 2, 7], Юпитера и Сатурна [2, 7]. В самом адиабатическом состоянии для зависящей только от времени энтропии  $\nabla S_a(t)=0$ ,

а плотность  $P_a$ , давление  $P_a$ , температура  $T_a$  и гравитационное ускорение  $-\nabla U_a$  зависят, вообще говоря, и от времени t, и от сферического радиуса r. Т.к. лишь изменение энтропии со временем существенно влияет на конвекцию, рассматриваемую здесь на временах гораздо меньших времени глобальной эволюции глубинных недр (миллиарды лет для ядра Земли), то далее считаем, что все адиабатические ТД величины, за исключением энтропии, зависят только от радиуса r. Производную от адиабатической энтропии по времени приравняем, исходя из определения энтропии в [5], к тепловому потоку из ядра  $Q_o$  деленному на его массу  $M_c$  и среднюю температуру  $T_c$ , а среднемассовую сверхадиабатическую энтропию соответственно обнулим:

$$-\frac{dS_a}{dt} = \frac{Q_o}{M_c T_c}, \quad \int_{r_i \le r \le r_o} s\rho d^3 r = 0. \ (12, 13)$$

Подставляя (11) преобразуем уравнение (9) к форме, зависящей от выбранных ТД переменных

$$T_a \rho_a \frac{Ds}{Dt} - \nabla \cdot [\mathbf{K} \nabla (T_p p + T_s s)] = \nabla \cdot (\mathbf{K} \nabla T_a) + Q - \rho_a T_a \frac{dS_a}{dt} \equiv Q_a .$$
(14)

Сверхадиабатическая мощность источников тепла  $Q_a$  определяется правой частью (14). Первый член здесь отрицателен из-за дивергенции градиента адиабатической температуры  $T_a = T_i \rho_a^{\gamma} / \rho_i^{\gamma}$  [2, 5], где  $\gamma$  - константа Грюнгаузена и  $T_i$  - температура внутренней границы. Положительные второй и третий члены, описывают локальные тепловые источники в ядре и поток тепла из-за глобального охлаждения ядра. Условия для конвекции благоприятны там, где  $Q_a$  положительно и наоборот. Соответствующие уравнению (14) граничные условия зависят от заданных сверхадиабатических потоков тепла  $q_i$  и  $q_o$ :

$$-T_{i}\rho_{i}\kappa\left(\frac{\partial s}{\partial r}\right)_{r=r_{i}} = q_{i}, -T_{o}\rho_{o}\kappa\left(\frac{\partial s}{\partial r}\right)_{r=r_{o}} = q_{o} = \frac{Q_{o}}{4\pi r_{o}^{2}} + K\left(\frac{dT_{a}}{dr}\right)_{r=r_{o}}.(15, 16)$$

Здесь коэффициент переноса энтропии  $\kappa$  может быть турбулентным, следуя [2, 7, 9], но он может быть и равен коэффициенту термической диффузии  $KT_a/C_P$ , если рассматривать теплоперенос исходя из молекулярных первооснов. Беря дивергенцию от уравнения для скорости V (из [2, 3] например) получим,

что величина  $\nabla^2 p$  порядка  $2\rho_a \Omega \cdot \nabla \times V$  из-за быстрого вращения Земли с угловой скоростью  $\Omega$ . Следовательно, член пропорциональный  $\nabla^2 p$  в (14) определяться величиной  $2\alpha T_a(K/C_p)\Omega \cdot \nabla \times V$  составляющей менее  $10^{-13}$  Wm⁻³ для типичных в ядре Земли значений  $|\nabla| \ge 10^{-4}$ /m и V  $\le 10^{-3}$ m/s [2, 3]. Поэтому в (14) можно пренебречь членами, связанными со сверхадиабатическим давлением p, поскольку они составляют в Земле менее  $10^{-3}$  % от типичного значения  $Q_a \approx 10^{-8}$  Wm⁻³, см. [2, 3]. Т.е., примерно с той же точностью, с какой было введено исходное уравнение (9), мы вместо (14) можем записать:

$$\frac{Ds}{Dt} = \kappa \nabla^2 s + \frac{Q_a}{\rho_a T_a} \,. \tag{17}$$

Полученное корректное уравнение теплопереноса (17) для сверхадиабатической энтропии *s* формально почти эквивалентно уравнению для температуры, используемому в подавляющем большинстве современных моделей гидромагнитного динамо [7]. Примечательно, что все члены (17) имеют ясный физический смысл, тогда как подобные современные модели, фактически не имеют под собой физических оснований, как это доказывается в Приложении к этой работе. Вместе с тем, если в подобных моделях использовать корректные граничные условия аналогичные (13, 15, 16) - то адекватная физическая интерпретация становится возможной при формальной замене входящей в эти модели температуры на энтропию. Отметим, что существует буквально всего нескольких примеров работ, изначально корректно использующих аналог (17). Из таких корректных работ выделяется работа Глатзмайера и Робертса [9], которые, при этом, явились начинателями в [10] и позже вдохновителями современного некорректного подхода. Обзор уже сотен, нуждающихся в коррекции, моделей гидромагнитного динамо в рамках такого физически некорректного подхода можно найти, например, в [7].

Работа поддержана РФФИ проект № 09-05-00979-а и проект № 10-05-00117а. Автор также признателен своим коллегам Александру Ануфриеву, Крису Джонсу (Jones C.A.) и Эндрю Соварду (Soward A.M.) за дискуссии и обсуждения, способствовавшие формированию основных идей этой работы.

- 1. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Электродинамика сплошных сред Издание 4-е, стереотипное. М.: Физматлит, 2003. 656 с.
- 2. Braginsky S.I., Roberts P.H. 1995. Equations governing convection in the Earth's core and the geodynamo, Geoph. Astroph. Fluid Dyn. 79, 1–97.
- 3. *Starchenko S.V., Jones C.A.* 2002. Typical velocities and magnetic field strengths in planetary interiors, Icarus 157, 426-435.
- Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика Издание 5-е. 2006 Т. VI. Гидродинамика. — 736 с.
- 5. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Статистическая физика. Часть 1: Учебное пособие для вузов. М.: Физматлит, 2010. 616 с.
- 6. Anufriev A.P., Jones C.A., Soward A.M. 2005. The Boussinesq and anelastic liquid approximations for convection in the Earth's core, Phys. Earth Planet. Inter. 152, 163-190.
- 7. *Christensen U. R., Wicht J.* 2007. Numerical dynamo simulations. In: Schubert, G. (Ed.), Treatise on Geophysics, Volume 8: Core Dynamics. Elsevier, Amsterdam, pp. 245–282.

- 8. *Dziewonski A.M., Anderson D.L.* 1981. Preliminary Reference Earth Model, Phys. Earth Planet. Inter. 25, 297-356.
- 9. *Glatzmaier G.A., Roberts P.H.* 1997. Simulating the geodynamo, Contemporary Physics. 38, 269-288.
- 10. *Glatzmaier G.A., Roberts P.H.* 1995. A three-dimensional convective dynamo solution with rotating and finitely conducting inner core and mantle, Phys. Earth Planet. Inter. 91, 63-75.

# <u> Приложение «Температура и давление – основные ТД переменные»</u>

Считая температуру T и давление P основными ТД переменными, следует в уравнении почти адиабатического состояния (10) вместо сверхадиабатической энтропии *s* использовать сверхадиабатическую температуру  $\Theta$ . В результате вместо (10) получим:

$$\rho = \rho_a + \frac{p}{c^2} - \alpha \rho_a \Theta \,. \tag{18}$$

Отклонения от адиабатического состояния, при этом, описываются

$$p \equiv P - P_a, u \equiv U - U_a, \Theta \equiv T - T_a$$
 и  $S - S_a = -(\alpha/\rho_a)p + (C_P/T_a)\Theta_{-}$  (19)

С учетом чрезвычайной малости отклонений от адиабатического состояния преобразуем известный закон сохранения массы [2-4] и уравнение теплопереноса (9) к промежуточному виду:

$$\frac{D}{Dt}\left(\frac{p}{c^2} - \alpha \rho_a \Theta\right) + \mathbf{V} \cdot \nabla \rho_a = -\rho_a \nabla \cdot \mathbf{V}, \quad \frac{D}{Dt}\left(\frac{C_p}{T_a} \Theta - \frac{\alpha}{\rho_a}p\right) = \frac{\nabla \cdot (\mathbf{K} \nabla \Theta) + Q_a}{\rho_a T_a} . \quad (20, 21)$$

Пренебрегая в этих выражениях членами  $\sim p$  и  $\sim \Theta$  по сравнению с членами  $\sim \mathbf{V} \cdot \nabla(p, \Theta)$ , линейными преобразованиями выделим максимально, таким образом, упрощенные уравнения для сверхадиабатической температуры  $\Theta$  и сверхадиабатического давления p:

$$c^{2}\rho_{a}\left(\frac{C_{P}}{c^{2}}-\alpha^{2}T_{a}\right)\frac{D\Theta}{Dt}=\nabla\cdot\left(\mathbf{K}\nabla\Theta\right)+Q_{a}-c^{2}\alpha T_{a}\left(\mathbf{V}\cdot\nabla\rho_{a}+\rho_{a}\nabla\cdot\mathbf{V}\right),$$
(22)

$$\left(\frac{C_p}{c^2} - \alpha^2 T_a\right) \frac{Dp}{Dt} = \alpha \nabla \cdot (\mathbf{K} \nabla p) + \alpha Q_a - C_p \left(\mathbf{V} \cdot \nabla \rho_a + \rho_a \nabla \cdot \mathbf{V}\right).$$
(23)

К сожалению, дальнейшее, подобное рассмотренному выше получению (17) из (14), существенное упрощение уравнения теплопереноса (22) представляется невозможным. Численное и аналитическое моделирование с использованием уравнений (22, 23) представляется также весьма проблематичным, из-за того, что в правых частях (22) и (23) первые два члена очень велики по модулю в сравнении с другими членами. Проблема в том, что эти огромные члены практически полностью компенсируют друг друга и поэтом мы не вправе пренебречь другими членами, чрезмерно усложняющими эти уравнения, т.к. они могут вносить весьма существенный вклад в (22, 23).

# ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ГРАНИТОИДОВ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА И РЕГИОНАЛЬНОЕ ПЕРЕМАГНИЧЕВАНИЕ ПОРОД ПАТОМСКОЙ ПАССИВНОЙ ОКРАИНЫ НА РУБЕЖЕ КАРБОНА И ПЕРМИ

И.В. Федюкин¹, А.В. Шацилло²

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва ²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

В отношении палеомагнетизма поздний палеозой Сибирской платформы является белым пятном на общем фоне полученных на сегодняшний день данных. При этом соответствующие палеомагнитные данные необходимы для разработки КМП Сибири, оценки её палеогеографии и места в системе глобальных палеореконструкций для позднего палеозоя. В частности для восстановления относительных движений Сибири и Балтики в ходе амальгамации суперконтинента Пангея.

Основным объектом настоящего исследования является позднепалеозойский Ангаро-Витимский батолит (АВБ). АВБ занимает значительную часть территории Забайкалья и Байкало-Патомского региона (на юге до 70% площади), интрудируя породы протерозоя и раннего палеозоя, сохранившиеся в провесах кровли батолита (рис. 1) [4].

Геохронологические данные по гранитоидам АВБ, показывают, что формирование магматических комплексов слагающих батолит происходило в два этапа – 340-320 (коллизионный) и 310-270 млн. лет (постколлизионный) [1]. Причем с постколлизионным этапом связано становление основного объема гранитоидов АВБ [2]. Именно постколлизионные гранитоиды северной части Ангаро-Витимского батолита (конкудеро-мамаканский и витимканский комплексы), где наложенные тектонические процессы наименее проявлены, были главным предметом палеомагнитных исследований, проведенных в ходе выполнения настоящей работы.

**Палеомагнетизм гранитоидов** Каждый образец подвергался ступенчатому температурному воздействию до температуры 580°-680°С (температуры Кюри магнетита или гематита соответственно). Число ступеней размагничивания варьировало от 15 до 20, в зависимости от поведения вектора остаточной намагниченности. Величина ступени (шага) на начальной стадии была 80°С и постепенно уменьшалась до 10°С к 680°С

В целом качество палеомагнитной записи в гранитоидах АВБ оставляет желать лучшего, однако в части образцов зафиксирован четкий палеомагнитный сигнал. Интерпретируемое поведение вектора естественной остаточной намагниченности демонстрируют около 16% образцов (гранитоиды конкудеромамаканского (2 фаза) и витимканского комплексов).



Рис. 1. Тектоническая схема Байкало-Патомской складчатой области и прилегающих территорий. Многоугольники и соответствующие им цифры - районы работ: 1- нижнее течение р.Бол.Патом и р.Лена (жуинская, ченчинская и нохтуйская свиты, жаровский комплекс); 2- нижнее течение р.Витим (гранитоиды Ангаро-Витимского батолита, конкудеро-мамаканский и мамско-оронский комплексы); 3- нижнее течение р.Ципа (гранитоиды Ангаро-Витимского батолита, ингамакитский и витимканский комплексы); 3 и 4- материалы К.М.Константинова (ИЗК СО РАН), холоднинская (4) и падроканская (5) свиты.

В ходе детальной термомагнитной чистки было выявлено присутствие высокотемпературной характеристической компоненты намагниченности. Эта компонента присутствует в образцах как наиболее стабильная. Величина остаточной намагниченности плавно увеличивается с повышением температурного воздействия на образец. Намагниченность возрастает на 20% - 100% и достигает своего максимума в интервале температур от 500° до 580°С, достигая значений 200*10⁻ ³А/т. Такое поведения суммарного вектора остаточной намагниченности можно объяснить наличием титано-магнетита противоположного направления намагниченности (эффект самообращения), либо разрушением наложенной современной квазиантиподальной компоненты. При дальнейшем воздействии температуры до 680° происходит резкий спад намагниченности. Основным минералом, отвечающим за намагниченность гранитоидов, судя по результатам термомагнитного анализа, является магнетит, при подчиненном содержании гематита и маггемита (магнитная модификация окиси железа у-Fe₂O₃, переходная от магнетита к гематиту). Присутствие гематита и маггемита в гранитах, по-видимому, связано с повышенной активностью летучего кислорода при формировании данных пород.

Направление вектора остаточной намагниченности показывает высокую стабильность на всем интервале размагничивания (от 120°C до 640°C) и характеризуется северными склонениями и крутыми отрицательными наклонениями (рис. 2).



Рис. 2. Распределение средних направлений по обнажениям. Серые кружки – направления вектора на верхнюю полусферу, серый квадрат направление вектора на верхнюю полусферу, рассчитанное по обнажению на р.Ципа (Витимканский комплекс), черный кружок - направления вектора на нижнюю полусферу (антиполярная компонента).

Стоит отметить присутствие антиполярной компоненты намагниченности и положительный тест обращения. Данная компонента выделяется в интервале температур от 300° до 410°С в двух образцах, и в трех образцах рассчитаны круги перемагничивания. Однако, ввиду того, что антиполярная компонента получена лишь по одному обнажению и слабо обоснована статистически, мы не придаем серьезного значения результатам теста.

В пользу первичной термоостаточной природы намагниченности гранитоидов АВБ могут указывать два факта: 1) положительный тест обращения, 2) отличие рассчитанного направления от известных мезо-кайнозойских направлений Сибири.

В ходе исследований осадочных пород позднего докембрия – раннего кембрия Патомской пассивной окраины, а также среднепалеозойских базитовых силлов жаровского комплекса (р.Б.Патом) (рис. 1), которые проводились параллельно с исследованием гранитоидов АВБ, выяснилось, что данные объекты несут метахронную (вторичную) намагниченность, вызванную по нашему мнению становлением батолита. Данные по перемагничиванию позднего докембрия – среднего палеозоя пород Патомского региона существенно наращивают статистику палеомагнитных данных по АВБ и также используются в настоящей работе.

На севере Патомской зоны (нижнее течение р.Бол Патом, р.Лена) в структурах северного фланга Тонодского поднятия и Тогус-Дабанской мульды нами были изучены осадочные толщи позднего докембрия (жуинская и ченчинская свиты, 5 обнажений), раннего кембрия (нохтуйская свита, 5 обнажений) и позднедевонские базитовые силлы жаровского комплекса (20 обнажений). Палеомагнетизм Патомской пассивной окраины Естественная остаточная намагниченность пород осадочной толщи позднего докембрия и раннего кембрия Патомской пассивной окраины при температурном воздействии плавно уменьшается и уже к 540°С сходит на нет. Направление вектора остаточной намагниченности стабильно на всем интервале температур. Все рассчитанные компоненты показывают хорошую сходимость в географической системе координат, т.е. являются послескладчатыми.

Также при первом рассмотрении полученных средних направлений можно заметить недвусмысленное сходство с направлением, полученным по гранитоидам АВБ. Это с большой вероятностью указывает на то, что послескладчатая намагниченность этих свит была приобретена во время формирования батолита. Единственное объяснение этому – региональный прогрев и флюидное воздействие, вызванное становлением гранитоидов батолита, приведшее к региональному перемагничиванию пород Патомской окраины.

<u>Палеомагнетизм девонских базитовых силлов</u> В изученных габброидах жаровского комплекса выделены и рассчитаны компоненты намагниченности. Полученный результат отображен на рис. 3.

Интерпретация данных, полученных по габброидам жаровского комплекса, оказалась весьма нетривиальной задачей: при достаточно четко интерпретируемых диаграммах Зийдервельда и хорошей сходимости направлений в объеме одного обнажения распределение средних направлений по обнажениям имеет квазихаютический характер (рис. 3). В целом, среди общего распределения средних, выделяется доскладчатый кластер северо-западных склонений и средних положительных наклонений, «размытый» юго-западный положительный кластер с неопределенным результатом теста складки, а также группа отрицательных средних, хаотично распределенных на стереограмме и в древней и в современной системах координат (рис. 3). При отдельном анализе «отрицательной группы» выясняется, что максимальная кучность распределения достигается при 40% пропорционального распрямления складки (рис. 3), что, вероятно, указывает на синскладчатость рассматриваемых компонент намагниченности. При анализе синскладчатой намагниченности был применен метод непропорционального распрямления складки «SFT», предложенный С.В.Шипуновым и рассчитано положение средних в промежуточной (синскладчатой) системе координат (рис. 3).



**Рис. 3.** Распределение средних направлений по обнажениям пород жаровского комплекса. Серые кружки – направления вектора на верхнюю полусферу, черные круги – направления вектора на нижнюю полусферу. На левом графике тест складки для доскладчатой компоненты (в пунктирном кругу), тест складки (пропорциональное распрямление).

Распределение средних в промежуточной системе координат обнаруживает недвусмысленное сходство с данными по послескладчатым компонентам жуинской, ченчинской и нохтуйской свит и результатом по гранитоидам.

Таким образом, синскладчатая компонента намагниченности пород жаровского комплекса была приобретена во время формирования складчатой структуры мульды.

<u>Расчет палеомагнитных полюсов</u> По всем полученным средним направлениям были рассчитаны палеомагнитные полюсы. Рассчитанные по всем обнажениям полюсы перемагничивания достаточно хорошо группируются, а рассчитанный по региону средний полюс статистически не отличается от полюса гранитоидов ABБ. Т.е. можно говорить о «трансрегиональном» характере послескладчатого перемагничивания, вызванного становлением ABБ.

На рис. 4 представлены три варианта расчета осредненного полюса по всем, полученным нами, а так же привлеченным независимым данным. Средний полюс, рассчитанный на основе полученных данных и данных К.М.Константинова, дает прочную основу для разработки позднепалеозойского сегмента КМП Сибири и восстановления палеогеографического положения Сибирской платформы на рубеже карбон-пермь. Далее остановимся на вариантах расчета среднего полюса. Мы предлагаем «пользователям» три варианта (таблица): 1) расчет по средним направлениям для регионов (Патомский + Байкало-Муйская зона, холоднинская свита + Байкало-Муйская зона, падроканская свита + гранитоиды АВБ) (параметры рассчитанного палеомагнитного полюса: **Plat 36.1, Plong 124.4 А95 11**); 2) расчет среднего по всем обнажениям (параметры рассчитанного палеомагнитного полюса: **Plat 36.6**); 3) расчет среднего по

всем обнажениям с использованием селекции данных (параметры рассчитанного палеомагнитного полюса: **Plat 37.1, Plong 125.7 А95 4.1**). В данном случае селекция данных подразумевает последовательное исключение из выборки полюсов, статистически значимо (на 95% уровне вероятности) отличающихся от среднего, при соответствующих значениях кучности распределения (этот механизм реализован в пакете палеомагнитных программ «SELECT» С.В.Шипунова и подробно описан в [3]). Как видно, все три способа дают очень близкие результаты, разница выражается в величине круга доверия (А95), то есть в точности определения. Принимая во внимание тот факт, что вариант расчета (1) использует крайне неравномерные по объему выборки исходных данных, мы считаем, что более корректными являются подходы 2 или 3, «склоняясь» в пользу последнего.



**Рис. 4.** Три варианта расчета осредненного палеомагнитного полюса по всем объектам. Сокращения: Нохт – нохтуйская свита, ж+ч – жуинская и ченчинская свиты, жар – жаровский комплекс, АВБ – Ангаро-Витимский батолит, данные К.М. Константинова: хол – холоднинская свита, падр – падроканская свита. Серые кружки – направления вектора на верхнюю полусферу, черная звезда – рассчитанный средний полюс.

Согласно полученным данным практически все изученные гранитоиды ABБ, перемагниченные породы Патомской окраины и Байкало-Муйской зоны обратнонамагничены, что в комплексе с геохронологическими данными по ABБ, позволяет предполагать, что намагниченность пород сформировалась во время суперхрона обратной полярности Киама (317-265млн.лет). Значительное отличие рассчитанного среднего полюса гранитоидов от референтного полюса пермотриаса Сибири и близость к раннекарбоновому полюсу может указывать на наиболее древний из «допустимого» (~300млн.лет) возраст намагниченности и, соответственно, изученных гранитоидов ABБ.

На основе полученных данных можно сделать следующие выводы:

1. Получен первый надежно обоснованный полюс Сибири для рубежа С-Р, который может и должен использоваться при построении палеореконструкций,

разработке кривой КМП Сибири и для решения прочих задач тектоники и геодинамики (рис. 5).

**2.** На рубеже С-Р Сибирь располагалась в северном полушарии, на широтах, близких к современным (между 48 и 72°с.ш.), однако, при этом она была развернута на ~160° против часовой стрелки, таким образом, что ее современная «алданская» окраина была обращена к северу.



Рис. 5. Полученный в данной работе палеомагнитный полюс для рубежа карбонпермь и отличие его от более молодых полюсов для Сибирской платформы.

3. Хорошая региональная сходимость карбон-пермских полюсов изученных регионов указывает на то, что в послекарбоновое время рассматриваемая часть Байкало-Патомской складчатой области развивалась как единая жесткая структура и не испытывала существенных тектонических воздействий, которые смогли бы привести к локальным разворотам и наклонам отдельных блоков (рис. 5).

4. Палеомагнитные данные по позднедевонским силлам Тогус-Дабанской мульды указывают на то, что: 1) интрузии внедрялись в недеформированные толщи (доскладчатая компонента намагниченности) и 2) складчатость Тогус-Дабанской мульды субсинхронна образованию АВБ, то есть имеет С-Р возраст (синскладчатая «батолитовая» компонента намагниченности).

- 1. Гордиенко И.В., Булгаков А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика, 2010, т.51, № 5, с. 589-614
- 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 позднепалео-

зойских гранитоидов западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48, № 1, с. 156-180

- 3. Шипунов С.В., Бретштейн Ю.С. Проблемы компонентного анализа в палеомагнетизме // Физика Земли, 1999, №3, с.52-61.
- 4. 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

### МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ТРАППОВ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОГО РАЙОНА

А.М. Фетисова¹, В.Э. Павлов², Р.В. Веселовский^{1,2}, А.В. Латышев^{1,2}

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва (anna-fetis@yandex.ru) ²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

В становлении Сибирской трапповой провинции на границе палеозойской и мезозойской эр значительное число исследователей находят причину катастрофического массового вымирания, произошедшего практически в то же время. Для доказательства причинно-следственных связей этих событий необходимо иметь представление о временных рамках магматического события и его характере (излияние происходило равномерно или имели место вспышки («пульсы») магматической активности).

Недавно французскими учеными [1,2] на примере траппов Декана 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 проведение максимально детальных (на уровне лавовых потоков) магнитостратиграфических исследований, имеющих целью получение виртуальных геомагнитных полюсов (VGP) с высокой точностью.

Целью настоящей работы являлось получение детальных магнитостратиграфических и палеомагнитных данных для опорных разрезов эффузивных траппов Маймеча-Котуйской провинции, а также уточнение существующей схемы корреляции лавовых толщ бассейнов рек Котуй и Маймеча [3].

Отбор палеомагнитных коллекций производился по берегам рек Маймеча и Котуй. В долине реки Котуй было изучено 4 разреза, в долине реки Маймеча 11 разрезов. Из каждого потока отбиралось 8-20 ориентированных образцов, вся коллекция составила более 2000 ориентированных образцов. Палеомагнитные исследования проводились по стандартной методике в палеомагнитных лаборатория ИФЗ РАН и МГУ.

<u>р. Котуй</u> Естественная остаточная намагниченность (ЕОН) туфолавовых горизонтов хардахской свиты, опробованной на правом берегу р. Котуй, характеризуется одной или двумя компонентами намагниченности (рис. 1). Низкотемпературная компонента во всех образцах разрушается в интервале температур 120-250°С и представляет собой современную компоненту намагниченности вязкой природы. Наиболее стабильная компонента разрушается при 450-580°С и имеет исключительно обратную полярность. Все потоки арыджангской свиты намагничены в прямой полярности (рис. 1). В большинстве изученных образцов в составе вектора ЕОН присутствуют две компоненты намагниченности – низкотемпературная (современная) и высокотемпературная, разрушающаяся в области 550-600°С. Минерал-носитель намагниченности магнетит и/или титаномагнетит.



Рис. 1. Типичные диаграммы Зийдервельда и стереограммы для образцов свит котуйского разреза.

В нижней части арыджангской свиты для проведения теста конгломератов из прослоя туфолав были отобраны гальки вулканитов. Распределение стабильных

компонент намагниченности галек характеризуется крайне низкой кучностью (тест конгломератов положительный). Это даёт основания предполагать первичную природу выделенной в лавах арыджангской свиты высокотемпературной компоненты намагниченности.

Образцы из обнажения онкучакской подсвиты (нижняя часть коготокской свиты), опробованного в долине р.Котуй (урочище «Труба»), несут отличный палеомагнитный сигнал. Нижние три потока намагничены в прямой полярности. В большинстве случаев присутствует одна высокотемпературная компонента намагниченности, разрушающаяся в интервале 500-545°С (рис. 2). Два вышележащих потока намагничены в обратной полярности. В следующих вверх по разрезу 5 потоках палеомагнитный сигнал очень шумный и выделение компонент намагниченности не представляется возможным. ЕОН образцов из оставшихся верхних 35 потоков состоит, преимущественно, из двух компонент намагниченности: низкотемпературной современной и высокотемпературной (300-600°С) обратной полярности.

По полученным палеомагнитным данным трех исследованных свит эффузивных траппов долины р.Котуй была составлена магнитостратиграфическая схема, в которой присутствуют три магнитных зоны. Первая зона обратной полярности включает в себя хардахскую свиту. Лавы арыджангской свиты и низы онкучакской подсвиты относятся к зоне прямой полярности. Вторая зона обратной полярности соответствует верхней части онкучакской подсвиты.

<u>р. Маймеча</u> Палеомагнитные исследования траппов долины р.Маймеча носили рекогносцировочный характер с целью уточнения магнитостратиграфической схемы района, составленной почти 50 лет назад [3], и пригодности эффузивных образований для проведения детальных палеомагнитных исследований и выделения пульсов магматической активности.

Туфы правобоярской свиты несут палеомагнитную запись хорошего качества. В породах присутствуют одна, две или три компоненты намагниченности. В тех образцах, где ЕОН представлена одной компонентой намагниченности, она разрушается в интервале температур 300-600°С и имеет исключительно прямую полярность. ЕОН большей части образцов туфов правобоярской свиты содержит две компоненты намагниченности: низкотемпературную (современную), разрушающуюся при 180-200°С, и высокотемпературную (580-610°С) прямой или обратной полярности. В ряде случаев ЕОН образцов является суммой трёх компонент намагниченности: низкотемпературной (современной), среднетемпературной (300-420°С) обратной полярности и высокотемпературной (460-610°С) прямой полярности. Важно отметить, что намагниченность дайки, прорывающей туфы, представляет противоположную картину: среднетемпературная компонента имеет прямую полярность, а высокотемпературная – обратную.

В рамках данной работы мы придерживаемся гипотезы о первичности наиболее стабильной, высокотемпературной компоненты и вторичности менее стабильных компонент намагниченности. Эта схема широко распространена в практике палеомагнитных исследований и в большинстве случаев надёжно обоснована. Единственным ограничением безусловного применения этой схемы для наших исследований является обнаружение в значительном количестве образцов траппов Маймеча-Котуйского района указаний на проявление эффекта самообращения намагниченности, частично воспроизведённого на естественных образцах в лабораторных условиях [4]. Поэтому пока механизм образования двух (а иногда и трёх) противоположно направленных компонент намагниченности в исследуемых образцах недостаточно ясен, мы будем придерживаться упомянутой схемы с некоторой степенью условности.



Рис. 2. Типичные диаграммы Зийдервельда и стереограммы для образцов онкучакской подсвиты: А) две компоненты намагниченности в образце МК045: низкотемпературная и высокотемпературная нормальной полярности (N); Б) три компоненты намагниченности в образце МК157: низкотемпературная, среднетемпературная (N) и высокотемпературная (R); В) три компоненты намагниченности в образце МК036: низкотемпературная, среднетемпературная (R) и высокотемпературная (N); Г) две компоненты намагниченности в образце МК032: низкотемпературная и высокотемпературная (R).

Таким образом, исходя из характера палеомагнитной записи пород правобоярской свиты и выбранной нами схемы датирования компонент намагниченности по их стабильности, мы предполагаем, что в туфах правобоярской свиты компонента прямой полярности является первичной, а противоположно направленная ей среднетемпературная компонента обратной полярности образовалась в результате вторичного прогрева туфов при излиянии перекрывающих их мощных лавовых серий коготокской, дельканской и маймечинской свит (см. ниже).

В лавах онкучакской подсвиты (нижняя часть коготокской свиты) выделяются четыре различных варианта комбинации наиболее стабильных (средне- и высокотемпературных) компонент намагниченности (табл. 1).

Вариант	Среднетемпературная	Высокотемпературная	Кол-во	
	компонента (300-550°С)	компонента (580-595°С)	образцов	
1	1	60		
2	I	23		
3	N	R	4	
4	R	Ν	90	

Таблица 1. Комбинации компонент намагниченности в лавах онкучакской подсвиты.

В верхней части онкучакской подсвиты ЕОН образцов образуют две компоненты намагниченности, из которых одна низкотемпературная современная, а другая – высокотемпературная преимущественно обратной полярности. Однако, так как и здесь в ряде образцов наблюдается эффект самообращения, до выяснения механизма самообращения мы принимаем, что лавы онкучакской подсвиты намагничены в обратной полярности.

Лавы дельканской свиты несут палеомагнитный сигнал отличного качества. Во всех образцах четко выделяются две компоненты: низкотемпературная современная и высокотемпературная (560-585°С) обратной полярности. Несмотря на высокое качество сигнала, направление высокотемпературной компоненты намагниченности имеет сильный разброс.

ЕОН изученных образцов маймечинской свиты и комплекса «дайка в дайке» в устье р.Делькан представлена одной высокотемпературной компонентой намагниченности обратной полярности, разрушающейся при температурах выше 590°С.

Таким образом в разрезе траппов долины р.Маймеча выделяются две зоны: нижняя прямой полярности, верхняя – обратной. Нижняя часть маймечинского разреза имеет намагниченность, которая отвечает полярности наиболее стабильной компоненты намагниченности. Но в ряде образцов наблюдается самообращение намагниченности, механизм которого пока не ясен. Поэтому результаты проведенных исследований (особенно по онкучакской свите, где явление самообращения намагниченности наиболее широко распространено) до определения механизма самообращения следует рассматривать лишь как предварительные.

Доводами в пользу первичности выделенных компонент намагниченности в изученных свитах являются:

1. Рассчитанные (исходя из средних направлений выделенных компонент намагниченности) палеомагнитные полюсы каждой свиты лежат в непосредственной близости от среднего пермо-триасового полюса Сибирской платформы и отличаются от более молодых полюсов.

2. Отсутствие регионального послетраппового перемагничивания определяется наличием в разрезах стабильных компонент намагниченности прямой и обратной полярности.

3. На отсутствие перемагничивания пород арыджангской свиты также указывает положительный тест конгломератов, проведенный для слоя брекчированных обломков базальтов, обнаруженного в центральной части арыджангского разреза.

Корреляция котуйского и маймечинского разреза (рис. 3) на данном этапе работы проводится на основании палеомагнитной зоны прямой полярности, куда входят лавы арыджангской свиты и ее фациального аналога правобоярской свиты, а также низы разреза онкучакской подсвиты. Ниже зоны прямой полярности располагается зона обратной полярности, соответствующая хардахской свите. Выше – зона обратной полярности, отвечающая лавам верхнекоготокской, дельканской и маймечинской свит. Важно отметить, что выделена новая зона обратной полярности в основании котуйского разреза (по хардахской свите). Новые данные подтверждают и уточняют магнитостратиграфическую схему Б.В.Гусева [3], а также с новой силой ставят вопрос об актуальности исследования механизма самообращения в лавах траппового разреза Маймеча-Котуйской провинции.

- Chenet A.L., Courtillot V., Fluteau F., Gerard M., Quidelleur X., Khadri S.F.R., Subbarao K.V., Thordarson T. Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: 2. Constraints from analysis of eight new sections and synthesis for a 3500-m-thick composite section // J. Geophys. Res. 2009. 114. B06103, doi:10.1029/2008JB005644.
- Chenet A.L., Fluteau F., Courtillot V., Gerard M., Subbarao K.V. Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: Results from a 1200-m-thick section in the Mahabaleshwar escarpment // J. Geophys. Res. 2008. 113. B04101, doi:10.1029/2006JB004635.
- 3. Гусев Б.В., Металлова В.В., Файнберг Ф.С. Магнетизм пород трапповой формации западной части Сибирской платформы. Л.: Недра, 1967. 129 с.
- 4. Марков Г.П., А.В. Латышев, С.К. Грибов, В.Э. Павлов. Предварительные результаты исследования самообращения остаточной намагниченности горных пород // Материалы международной школы-семинара "Палеомагнетизм и магнетизм горных пород". - СПб.: Издательство "СОЛО", 2010. С.233-235.



Рис. 3. Магнитостратиграфия траппов Маймеча-Котуйской провинции по результатам настоящей работы.

# МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

#### А.В.Хохлов

#### Международный институт теории прогноза и математической геофизики РАН, Геофизический Центр РАН, (fbmotion@yandex.ru)

**Ваедение** Описание поведения магнитного поля Земли на геологических масштабах времени важно для решения разных задач, необязательно связанных с физикой самого процесса генерации магнитного поля в жидком ядре. Так, например, значительная часть информации о древних движениях континентов основывается на вычислениях, связанных с дипольной составляющей магнитного поля. Поскольку в каждый отдельно взятый момент времени магнитное поле Земли не сводится к чистому диполю, то в этой задаче вековые вариации поля выступают как шумовая добавка, про которую привычно было думать, что "на достаточно большом интервале времени" всеми недипольными компонентами можно пренебрегать. Однако эта гипотеза осевого диполя (Geocentric Axial Dipole thesis) сохраняет во многом качественный характер, в то время как количественные оценки, насущно необходимые для ее проверки относительно имеющихся данных, до сих пор оставались на периферии внимания.

<u>Что такое модель вариаций?</u> Итак, речь идет об ориентированном на приложения описании свойств вариаций магнитного поля, в частности описание статистических свойств вариаций позволяет оценить эффективность той или иной статистической обработки данных; так, например, при вычислении древних континентальных движений полученная точность напрямую зависит от того, насколько достоверно удается оценить палеошироты на фоне вековых вариаций в настоящее время представляется невозможным, а потому описание вековых вариаций в чисто-вероятностных терминах соответствует и практической задаче и текущим возможностям.

Идею вероятностной модели поля можно объяснить очень коротко. Вектор магнитного поля в любой точке земной поверхности в конкретный момент времени может быть вычислен исходя из набора спектральных характеристик коэффициентов разложения по базису сферических функций. Поэтому изменчивость поля во времени можно описать как изменчивость во времени этих коэффициентов. Если речь идет о статистических свойствах поля, то тем самым надо определить изменчивость коэффициентов разложения также в статистических терминах, а именно – предъявить закон совместного распределения всех коэффициентов. Выбор закона многомерного распределения коэффициентов и вероятностную математическую модель вековых вариаций. Посоставляет скольку речь идет о свойствах выборки векторов поля во времени такую модель удобно называть статической. Динамическая модель получается из статической добавлением корреляций во времени – иными словами, заданием многомерного случайного процесса. Динамическая модель накладывает некоторые ограничения на то, как именно быстро изменяется во времени тот или иной коэффициент

и дает представление о том, какие данные разделены во времени промежутком больше радиуса корреляции, а какие --- отвечают близким временам.

Наконец следует договориться о масштабе применимости указанных моделей: полагаем ли мы возможным описать на всех временных масштабах многообразие геомагнитных явлений в этих статистических терминах (многомерного распределения или многомерного случайного процесса) или нет.

Сегодняшняя точка зрения такова, что следует ограничить рассмотрение интервалами стационарной полярности, предполагая, что промежутки времени внутри этого интервала статистически неотличимы. Заметим, что в рамках этого подхода некоторые, на первый взгляд исключительные, явления вроде экскурсов поля предлагается рассматривать как статистически не выделяющиеся на общем фоне. Это, на первый взгляд странное, предположение оказывается тем не менее справедливым для некоторых конкретных параметров распределения.

Какие есть модели вариаций? Изложенный выше подход называется моделью вековых вариаций типа Констабль и Паркера. В рамках этого подхода с серелины 1990х годов предложено с десяток разных наборов параметров, которые по мнению авторов наиболее точно описывают последнюю эпоху стабильной полярности Brunhes. Общим для этих моделей является то, что распределение коэффициентов предполагается гауссовским, причем математические ожидания большинства коэффициентов полагаются равными нулю, основные их различия относятся к оценке дисперсий коэффициентов. Такие модели были построены разными авторами [1, 2, 3] на основе доступных им баз палеомагнитных данных, актуальной представляется проверка этих моделей на единой и представительной базе данных. Эта работа была начата автором настоящего доклада (см. 4) и будет еще продолжаться с учетом совершенствования как баз данных, так и статистических методов анализа данных по направлениям --- надо сказать, что есть необходимость развивать методы непараметрической статистики в приложении к данным направлений векторного поля. В настоящее время единственной моделью, выдерживающей статистические тесты является модель Кидлера и Куртийо, прочие достоверно отвергаются на основе доступной в Интернете базы данных MAGIC.[5]

Другие приложения математических моделей Как известно, палеомагнетная запись в лавах представляет своего рода моментальную фотографию магнитного поля в данной точке на момент затвердевания материала. Данные по лавам заведомо не представляют сколь-либо регулярной по времени информации, поскольку появление лавовых потоков во времени далеко от регулярности. Другой источник палеомагнитных данных – осадки; в этом случае можно выделять участки, представляющие именно регулярную по времени запись, но каждый образец хранит память уже об интегральном поведении магнитного поля за время формирования необходимой для исследования толщины осадочного слоя. Поскольку в результате размагничивания мы будем видеть осредненную по времени запись, то и вековые вариации неизбежно будут осреднены. Существовало множество эвристических соображений об эффекте осреднения вариаций, но количественная верификация их до сих пор не развивалась. Ясно, что это достаточно просто сделать, если использовать возможность компьютерной модели как вариаций, так и процесса осадконакопления. Такое моделирование покажет количественно характеристики эффекта сглаживания вековых вариаций и дает возможность сравнивать параметры модели с реально полученными данными. Таким образом объем данных для исследования собственно процесса вариаций сильно возрастает за счет вовлечения данных по осадкам.

Наконец, на основе математической модели можно продемонстрировать, что некоторые методы обработки палеомагнитных данных (например использующие VGP) имеют явно недостаточную точность и, наоборот, проверить новые методы извлечения из данных достоверной информации о магнитном поле в древнюю эпоху.

- 1. *Constable, C.G., and Parker, R.L.* Statistics of the geomagnetic secular variation for the past 5 Myr //J. Geophys. Res., 93, 11569--11581, 1988.
- 2. *Quidelleur, X., and Courtillot, V.* On low-degree spherical harmonic models of paleosecular variation //Phys. Earth Planet. Int., 95, 55--77, 1996.
- Tauxe, L., Kent, D.V. A simplified statistical model for the the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: was the ancient magnetic field dipolar? //Timescales of the Paleomagnetic field, eds Channell J. E. T., Kent D. V., Lowrie W., Meert J., Am. Geophys. Un. Monongr., 145, 101-115, 2004.
- 4. *Khokhlov A., Hulot G., Bouligand J.* Testing statistical paleomagnetic field models against directional data affected by measurement errors, J. Int. Geoph., 167, 635--648, (2006).
- 5. *Magnetics Information Consortium (MagIC)*. Promoting information technology infrastructures for the international paleomagnetic, geomagnetic and rock magnetic community // http://earthref.org/cgi-bin/magic-s0-main.cgi.

# ПЯТИДЕСЯТИЛЕТИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОНБАССА: ДОСТОВЕРНОСТЬ РЕЗУЛЬТАТОВ

А.Н. Храмов, А.Г. Иосифиди, В.В. Попов

# Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ), Санкт-Петербург

В последней версии мировой базы палеомагнитных данных (МБПД) все результаты по территории бывшего СССР, полученные в 60-70е годы, помечены сноской «старые данные». Это в первую очередь связано с тем, что большинство определений получено с использованием только временной чистки. Введение такой сноски ставит под сомнение возможность использования этих определений при решении ряда прикладных задач. В тоже время анализ таких определений в ряде случаев показывает их высокую достоверность. В первую очередь, это связно с тем, что в существующей МБПД учитываются не все возможные методы получения корректного палеомагнитного направления по группе объектов. Одним из таких методов является метод плоскостей перемагничивания. Рассмотрим некоторые примеры его применения. В 1959-1962 гг., был проведен отбор образцов из разрезов картамышской свиты ассельского яруса нижней перми (P₁as), Отбирались образцы – кубики 5х5х5 см – по 2 и более из каждого пласта (точки отбора). Все образцы прошли временную чистку (выдерживались по и против поля по 1-3 месяца). Для оценки влияния оставшейся послескладчатой компоненты (в предположении, что она – современная, т. е. её направление – направление поля современного центрального осевого диполя) применен способ кругов перемагничивания. Полученные путем их пересечения направления доскладчатой компоненты J_n (метод оказался эффективным из-за существенных различий элементов залегания пород и, значит, направлений перемагничивания) характеризовались заметно большими (на 5-10°) наклонениями по сравнению с наклонениями после временной чистки. Все эти результаты были получены в 1960-1974 гг. [1, 2]. Процесс их получения сейчас заново прослежен, начиная с измерений, а некоторые результаты обработаны с применением современной технологии интерпретации. Значительная часть коллекции образцов нижней перми и верхнего карбона прошла терморазмагничивание с компонентным анализом J_n. Результаты опубликованы в работах [3, 4]. Они показали, что, кроме доминирующей В-компоненты, выделяемой в интервале (250-300)°С – (600-650)°С, в породах присутствует низкотемпературная компонента с направлением современного поля и небольшая высокотемпературная (>600-650°C, до 680°C) компонента с заниженным наклонением, связанная, вероятно, с частицами спекулярита. Это исследование доказало корректность применения метода кругов перемагничивания для хорошей оценки палеомагнитных направления для пород  $C_3$ -P₁. Все полученные ранее палеомагнитные направления ( $J_n$  после временной чистки) – как направления для каждого пласта, так и средние по разрезам, в настоящее время обработаны по методу кругов перемагничивания в новой его модификации «скользящих нормалей» к кругам перемагничивания. Метод состоит в следующем:

1) строятся, в стратиграфической системе координат, круги через стратиграфически последовательные тройки для всех m направлений, участвующих в анализе и нормали к этим кругам n₁, n₂...n_m: n₁(1,2,3), n₂ (2,3,4) ..., n_m (m,1, 2);

2) через нормали  $n_1, \ldots n_m$  проводится большой круг и определяется нормаль к нему, эта нормаль интерпретируется как направление  $J_n$ , свободное от вклада возможных вторичных компонент намагниченности.

В табл. 1 и на рис. 1а приведены «старые» результаты, полученные для 6 обнажений после применения временной чистки, а их среднее направление - в первой строке табл. 2.

гаолица	a 1.								
N₂	N/n	Ds	Is	K	<b>a</b> 95	Dn	In	De	Ie
1	/35	222	-22	26	5	235	67	218	-24
2	/17	223	-13	21	7	136	15	217	-27
3	/34	221	-15	31	4	135	18	215	-27
4	/92	227	-24	40	2	186	60	214	-27
5	/40	217	-19	37	4	136	24	217	-22
6	/63	222	-16	35	3	138	25	219	-22
7	4/14	236	-27	14	10	177	47	218	-30
8	9/17	224	-23	30	6	148	29	224	-23
9	7/21	217	-25	21	7	137	22	218	-31
10	11/22	214	-27	30	5	136	24	212	-30

Таблица 1.

Примечания: **D**_s, **I**_s – склонение и наклонение средних направлений J_n после временной чистки; **D**_n, **I**_n –направления нормалей к кругам перемагничивания; **D**_e, **I**_e –направление J_n, полученное методом скользящих нормалей; все направления приведены в стратиграфической системе координат. 1 – д. Сухой яр; 2 – д. Серебрянка; 3 – с. Луганское; 4 – п. Пи-

липчатый; 5 – п. Медная; Руда; 6 – д. Ивано-Дарьевка; 7 – д. Сухой яр 2; 8 – с. Луганское 2; 9 – д. Зайцево; 10 – д. Гольма.



**Рис. 1.** Распределение направлений остаточных векторов после временной чистки (а); пример применения метода плоскостей перемагничивания для обнажений 1-6 (б); результат применения метода плоскостей перемагничивания для обнажений 1-6 (в); пример применения метода скользящих нормалей (г) для обн. с. Луганское2; результат применения метода плоскостей перемагничивания для обн. с. Луганское2 (д); конечное распределение средних направлений Јп по всем 10 разрезам (е); все распределения показаны в стратиграфической системе координат.

1 400111	ца =•											
N⁰		М	N/n	Ds	Is	Κ	a ₉₅	Φ	Λ	dp	dm	$\phi_{m}$
1	1-6	6		222	-18	240	4	38	162	2	4	9
2	1-6	6		217	-24	σ=4						
3	7-10	4		218	-29	σ=7						
4	1-10	10		217	-26	329	3	44	164	2	3	14
5	[3]		24/43	217	-25	97	3	43	164	2	3	13
6	[4]		28/51	217	-25	108	3	43	164	2	3	13
7	[5]	1	/40	211	-29	92	2	48	170	1	2	16
8	[5]	2	/78	217	-25	102	7	43	165	4	8	13

Таблица 2

Примечания: **М** – число обнажений; **N**/**n** – число штуфов, образцов; **D**_s, **I**_s – склонение и наклонение средних направлений компонент, **K** – кучность векторов,  $\alpha^{0}_{95}$  – радиус круга доверия при 95% вероятности для среднего направления; **σ** – стандартное угловое отклонение от большого круга;  $\Phi^{0}$ ,  $\Lambda^{0}$  – широта и долгота палеомагнитного полюса;  $dp^{0}$ ,  $dm^{0}$  – полуоси овала доверия;  $\phi_{m}$  – палеоширота; в строке 8 приведено среднее из работы [5] по двум обнажениям.

На рис. 16 показан пример использования классического метода плоскостей перемагничивания для нескольких обнажений. Среднее направление, определенное таким способом по нормалям к плоскостям перемагничивания для шести обнажений, рис. 1в, представлено в табл. 2, строка 2. К этим шести и еще четырем обнажениям (неопубликованные данные, в табл. 1, строки 7-10) был применен предложенный выше метод скользящих нормалей. Использовался тот факт, что распределения векторов Ј_л внутри каждого обнажения имеют полосовой характер. В качестве примера на рис. 1г показано распределение векторов J_n (средние по стратиграфическим уровням) после временной чистки для обн. с. Луганское 2. На рисунке также показаны примеры определения положения скользящих нормалей (круги через внутренние группы проводились в стратиграфической последовательности) исходя из предположения, что направление перемагничивания было одним и тем же для всех групп (необязательно направлением современного геомагнитного поля). Нормали к этим кругам образуют полосу, которую можно рассматривать как круг Эйлера для искомого среднего направления  $J_n$ , рис. 1д. Полученное среднее направление для описанных четырех обнажений представлено в табл. 2, строка 3. На рис. 1е и в табл. 2, строка 4, показано окончательное распределение векторов J_n для всех 10 обнажений, полученное после применения метода скользящих нормалей к данным 60-х годов по породам картамышской свиты. Сравнение этого направления J_n с таковыми, полученными в результате недавних исследований [3, 4, 5] этих пород с использованием современных технологий (табл. 2, строки 5-8) показывает хорошую сходимость результатов. Таким образом, можно заключить, что далеко не все данные 60-х годов следует браковать. Было бы полезным в случаях, когда исследуются объекты, расположенные в складчатых областях и когда имеются результаты по нескольким обнажениям, указывать хотя бы средние элементы залегания пород для них.

- 1. Палеомагнетизм палеозоя // Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Л.: ВНИГРИ вып. 335. 1974. 238 с.
- 2. *Храмов А.Н.* Палеомагнитные исследования верхнего палеозоя и триаса западной части Донбасса //Палеомагнитные стратиграфические исследования /Под ред. Храмова А. Н. Л.: 1963. с. 96-117.
- 3. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. 2002. Палеомагнетизм верхнекаменноугольных и раннепермских отложений Восточно-Европейской плиты: ключевой палеомагнитный полюс и кинематика коллизии с Уралом //Физика Земли. № 5, с.42-56.
- 4. *Iosifidi A.G., Mac Niocaill C., Khramov A.N., Dekkers M.J., Popov V.V.* 2010. Palaeogeographic implications of differential inclination shallowing in permo-carboniferous sediments from the donets basin, Ukraine. Tectonophysics, 490,3-4, 229–240.
- Meijers M.J.M., Hamers M.F., Van Hinsbergen D.J.J, Van der Meer, D.G., Kitchka A., Langereis C.G., Stephenson R.A. 2010. New late Paleozoic paleopoles from the Donbas Foldbelt (Ukraine): Implications for the Pangea A vs. B controversy. Earth and Planetary Science Letters, 297 (2010) 18–33.

## САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В МЕТЕОРИТАХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

#### В.А. Цельмович

#### Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН (tselm@mail.ru)

Изучение самородных металлов в метеоритах и осадочных породах проведено в рамках проекта РФФИ, направленного на изучение магнитных микро - и наноминералов в озерных и морских осадках как индикаторов космических, геологических и техногенных процессов, на изучение вклада космического вещества в палеомагнитный сигнал. Предпринятое изучение коллекции метеоритов из коллекции геологического музея им. Вернадского РАН (40 образцов) дало интересные результаты, позволившие найти критерии микрозондовой идентификации космического вещества в осадочных породах. Космические сферулы и самородные металлы многие авторы используют как индикаторы импактных событий [1, 2, 3].

В последние десять лет сотрудники института физики Земли РАН (Печерский Д.М., Цельмович В.А., Шаронова З.В.), Казанского университета (Нургалиев Д.К., Гильманова Д.М.), Саратовского университета (Молостовский Э.А., Фомин В.А.) занимаются петромагнитным и микрозондовым анализом металлических частиц, присутствующих в осадках разных регионов и разного возраста [4, 7].

Главные результаты этих исследований сводятся к следующему:

1. В осадках широко распространены металлические частицы в небольших концентрациях, очень редко превышающих 0,001%. При этом обычно отсутствует корреляция содержаний таких частиц с литологическими особенностями осадков и с содержанием заведомо земных магнитных минералов: магнетита, гидроокислов железа и с общим содержанием железа в осадках (парамагнитная намагниченность). Отсутствие корреляции с земными процессами образования осадков свидетельствует о преимущественно космическом происхождении таких частиц, а повсеместное распространение позволяет говорить об их связи с космической пылью [7].

2. Обнаружено 4 интервала глобального обогащения осадков частицами железа, возраст которых 12–13, 64–66, 84–86 и 94–96 млн. лет.

3. По составу частиц выделяются три группы: чистое железо, никелистое железо, преимущественная концентрация никеля составляет 5-6%, частицы Fe-Ni сплава, содержащего более 20% никеля (вплоть до чистого никеля). Первая и вторая группы распространены повсеместно, отражая свое закономерное присутствие в космической пыли, тогда как третья имеет сугубо локальное распространение и связана, очевидно, с падением метеоритов. Вариации состава частиц Fe выражаются в их точках Кюри, они изменяются во всех разрезах, как мела, так дания и миоцена, в широких пределах, отражая широкие колебания концентрации Ni, и носят скорее случайный характер, характеризуя широкие колебания состава частиц Fe в облаке космической пыли. В этих разрезах на фоне очень низких концентраций частиц Fe с широкими вариациями содержания Ni зафиксирован пик повышенного содержания Fe с практически постоянной величиной концентрации Ni 5% независимо от места и возраста осадка, содержащего это железо, т.е. это глобальный эффект. Известны многочисленные примеры обнаружения частиц металлического Fe в форме чешуек.

Частицы самородного Fe часто отмечаются и по результатам микрозондовых исследований [2]. Они, в отличие от термомагнитных исследований, позволяют, при корректном приготовлении объекта для исследований, анализировать не только Fe, но и другие магнитные частицы космического происхождения. По составам этих частиц можно делать вывод о специфике космической пыли и метеоритов. Однако возникает вопрос о том, каково происхождение этого железа? Часто высказывается версия в пользу вулканического или, для современных осадков, антропогенного происхождения частиц Fe. Поэтому крайне важно иметь надежный морфологический индикатор того процесса, в результате которого возникли частицы самородного Fe. Найденные критерии могут быть применены к идентификации объектов, происхождение которых неизвестно или вызывает споры – тектиты, новые астроблемы [6, 10].

Важно понимание причин, по которым частицы Fe сохранялись в осадках сотни миллионов лет.

При изучении осадков (микрозонд "Tescan Vega II") автор часто отмечал наличие специфической чешуйчатой (пластинчатой) морфологии частиц Fe, Fe-Ni. Такие структуры были обнаружены:

- 1. в метеоритах (рис.1а, б);
- в современных озерных осадках оз. Плещеево (Ярославская обл.) (рис.2а, б) и оз. Б.Ложка (Новосибирская обл.) [5];
- 3. в материале из кратера Чиксулуб (Мексика) (рис.3а, б),
- 4. в зювитах Карской астроблемы,
- 5. в палеозойских вулканитах Дальнего Востока, в образцах с границы К/Т (Гамс, Стевенс-Клинт),
- 6. в образце из силурийско-нижнедевонского разреза Подолии девонского возраста (411 Ma),
- в образце из Армении (Кафан, 158 Ма, туфы, обожжённые контакты), и в других объектах, изученных автором;
- 8. в тектитах нижегородского падения (1996 г., рис. 4а, 4б, 4в) и канскитах.

Факт обнаружения самородного Fe в осадках девонского возраста достоверен, так как Fe регистрируется различными независимыми методами.

Чешуйчатая микроструктура была отмечена не только в чистом самородном Fe, но и в сплавах Fe и Ni (камасита и тэнита), в частицах самородных металлов - чистого Ni и Co (рис.26, рис.3а), также относящихся к сидерофильным элементам. Чешуйчатая микроструктура отмечалась и в сплавах Fe c Cr (рис.36), в частицах самородного Cr, в сплавах Fe-Cu-Sn. Находки металлических частиц с чешуйчатой микроструктурой наряду с другими минералами космического происхождения (алмаз, муассанит, корунд) [2] дают возможность отнести их к космическим минералам.



Рис. 1. Чешуйчатое железо-никель (камасит), метеорит Баббс-Милл.



Рис. 2. Чешуйчатые структуры, оз. Плещеево. а) – Fe, б) – Со.



Рис. 3. Чешуйчатые структуры, кратер Чиксулуб: а) чистый Ni; б) сплав Fe-Cr.

Особый интерес представляет понимание механизма образования чешуек металлов. Чаще всего наблюдаются отдельные металлические чешуйки, возникшие в результате отделения чешуйки (пластинки) от массива, но нередки находки и неразделенных пластинчатых агрегатов. Все эти сплавы обогащены углеродом, что может приводить к их повышенной коррозионной устойчивости, обеспечивающей сохранность частиц в течение сотен миллионов лет. Я полагаю, что такая микроструктура могла возникнуть в результате медленного охлаждения раствора углерода в металле, будь то чистый металл Fe, Ni, Co, Cr, или их сплавы, либо сплавы Fe-Cu-Sn, либо другие, ещё не найденные, композиции металлов.

Серьезным доводом в пользу этого вывода являются чешуйчатые структуры Fe, камасита и тэнита, обнаруженные автором при микрозондовом изучении метеоритов из метеоритной коллекции РАН – в метеоритах Биштюбе (Bishtube, Казахстан, октаэдрит IA, ГР-07369, падение 1888 г.) и Баббс-Милл (Babb's Mill, октаэдрит IA-Og. паление 1842 г., ГР-7389 рис.1а, б). Они были любезно предоставлены для изучения главным хранителем Геологического музея им. Вернадского РАН М.Н.Кандиновым. Большой интерес представляет изучение механизма образования чешуйчатой структуры. Земным аналогом космической чешуйчатой структуры могут быть подобные структуры в чугуне или в стали. Известно, что углерод в расплавленном чугуне находится в растворенном состоянии в виде мельчайших частиц, равномерно распределенных по всей массе сплава. В процессе затвердевания жидкого чугуна происходит выделение С из раствора. В твердом чугуне С может находиться в виде химического соединения F₃C (цементита) следующего состава: 6,7%С и 93,3 % Fe. Цементит образуется при быстром охлаждении чугуна и представляет собой очень твердое и хрупкое соединение. Когда чугун охлаждается медленно, что характерно для космического материала, С из раствора выделяется в виде пластинчатого (чешуйчатого) графита. Выделяясь в виде пластинок разных размеров и форм, малопрочный графит ослабляет сплав, придавая серому чугуну хрупкость и снижая его механические свойства. Чем крупнее пластинки графита, тем чугун получается более хрупким и с более низкими механическими свойствами. Выделение С из раствора в виде свободного графита и в виде F₃C происходит не полностью, часть его до 0,04% остается в растворенном состоянии в металлической части чугуна - феррите. Образование тонких чешуек Fe может быть связано с перлитом – продуктом эвтектоидного превращения высокотемпературной фазы - аустенита при термической обработке, с последующим удалением фазы с повышенной концентрацией С. Ещё более тонкие чешуйки могут быть связаны с выделениями троостита и даже сорбита. Диаграммы состояния Ni-C и Co-C изучены значительно хуже, чем диаграмма Fe-C, позволяющая делать эти выводы. Остается предположить, что в зернах Co (а также в Ni, Ni-Fe, Fe-Cr зернах) механизм образования чешуек такой же, как и в зернах Fe.

Подобные структуры могли возникать при ранних стадиях формирования молодых звезд, и не исключено их досолнечное происхождение. Изучение чешуйчатых металлических структур разного состава из разновозрастных осадков может представлять большой интерес для космогонии.
Микрочастицы самородных металлов найдены автором и при изучении тектитов – канскитов и нижегородских тектитов падения 1996-1997 г. В них автором при микрозондовом исследовании найдены агрегаты микро- и наночастиц самородных металлов. Микрочастицы Ni и Fe, интерметаллидов CuZnCr и FeCr были обнаружены в чешуйчатой форме (рис.4a, б, в), что позволяет предположить их космическое происхождение.





Рис .4. Микрочастицы металлов из нижегородского тектита: а) чешуйчатый самородный Ni; б) чешуйчатое самородное Fe, в) интреметаллид CuCrZn.

Этот диагностический признак (наличие микрочастиц самородных металлов – Fe, Ni, интерметаллидов) можно использовать и при идентификации других

тектитов, в том числе "микротектитов" - мелких, размером в миллиметр и меньше стеклянных шариков, которые встречаются в донных отложениях.

Микротектиты относят к внеземному материалу, который в виде космической пыли постоянно оседает на Землю, однако для подтверждения этого вывода требуются индикаторы происхождения. Микровключения самородных металлов могут быть такими индикаторами.

Мешающими факторами для идентификации космического происхождения самородных металлов является их присутствие в пеплах [8] и в нефтегазоносных кристаллических породах [9], где самородные металлы могут появляться благодаря земным восстановительным условиям. Однако набор минералов, их микроструктура и состав будут отличаться от металлов космического происхождения, имеющих характерную гистограмму распределения по составу железа и никеля [7].

Наиболее ярко находки самородных металлов были использованы при идентификации кольцевой структуры Цэнхэр (Монголия) как астроблемы [7], в образцах из которой были обнаружены частицы железа, наплавленные на магнетит (рис.5, свидетельство высокой температуры при импакте) и частицы шрейберзита со следами импакта металлических микрочастиц (разнонаправленными треками, рис. 6).



**Рис. 5.** Слой Fe, наплавленный на магнетит. Рис. 6. Шрейберзит (Fe1Ni9Co)3P с типичными треками от космических частиц.

**Вывод** Методами электронно-зондового микроанализа и термомагнитного анализа в метеоритах и осадочных пород часто можно обнаружить самородные металлы (магнитные и немагнитные) различного состава и морфологии. Присутствие в осадочных породах самородных металлов может свидетельствовать о поступлении космического или вулканического вещества. В ряде случаев их можно достоверно разделить по морфологии и составу (в том числе с использованием гистограммы распределения Fe-Ni, [7]), диагностировав тем самым процессы, приведшие к появлению самородных металлов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 10-05-00117).

- 1. Бадюков Д. Д., Иванов А. В., Райтала Й., Хисина Н. Р. Сферические микрочастицы из района Тунгусского события: может ли их источником быть Тунгусское космическое тело? // Геохимия, №7, Июль 2011, С.675-689.
- Grachev A.F., Korchagin O.A., Kollmann H.A., Pechersky D.M., Tselmovich V.A. A new look at the nature of the transitional layer at the K/T boundary near Gams, Eastern Alps, Austria, and the problem of the mass extinction of the biota // Russ. J. Earth Sci., 2005, v.7, ES6001, doi:10.2205/2005ES000189.
- 3. *Корчагин О. А., Цельмович В. А.*. Космические частицы (микрометеориты) и наносферы из пограничного слоя глины между мелом и палеогеном (К/Т) разреза Стевенс Клинт, Дания // ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК, 2011, том 437, № 4, с. 520–525.
- Печерский Д. М., Д. К. Нургалиев, В. А. Фомин (2010). Космическое железо в осадках– рзультаты термомагнитного анализа // Вестник ОНЗ РАН, 2, NZ6025, doi:10.2205/2010NZ000043, 2010.
- Цельмович В.А., Казанский А.Ю. Магнитные частицы космического и антропогенного происхождения из осадков озера Б.Ложка (Новосибирская область) // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН» №1(27)'2009 ISSN 1819 – 6586. URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2009/informbul-1 2009/planet-32.pdf
- 6. Салтыковский А.Я., Цельмович В.А., Байараа Т., Никитин А.Н., Иванкина Т.И., Коматсу Дж., Ормоо Ю. Импактный кратер и состав космического вещества в раннепалеозойской структурной зоне Южной Монголии // Двенадцатая Международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Москва, 3-5, Борок 6 октября 2011 г. Материалы конференции. Москва, 2011. С.273-277.
- Печерский Д.М., Марков Г.П., Цельмович В.А. Сравнение магнитных минералов в метеоритах и осадках // Двенадцатая Международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Москва, 3-5, Борок 6 октября 2011 г. Материалы конференции. Москва, 2011. С.253-256.
- Карпов Г.А., Мохов А.В., Серегина К.А. «Микрочастицы рудных минералов в пеплах Карымского вулкана» Мат. Конф. ко дню вулканолога, Петропавловск-Камчатский, 2005. С. 30-37.
- 9. Лукин А.Е., Савиных Ю., Донцов В. О самородных металлах в нефтегазоносных кристаллических породах месторождения Белый Тигр (Вьетнам) // Геолог Украины. 2007. №2. С.30-42.
- Цельмович В.А. Микрочастицы металлов в тектитах нижегородского падения и канскитах как индикаторы космического вещества // Двенадцатая Международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Москва, 3-5, Борок 6 октября 2011 г. Материалы конференции. Москва, 2011. С.293-296.

## ПРЕЗЕНТАЦИЯ ПЕРВОГО ТОМА 3-ГО ИЗДАНИЯ «ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СЛОВАРЯ»

### В.С. Цирель

### ФГУНПП «Геологоразведка» (geolraz@geolraz.com)

В современном очень быстро меняющемся мире, в эпоху компьютерных технологий, при наличии Интернета, рассматриваемого как всеобъемлющий источник информации, потребность в отраслевых терминологических словарях, представляемых в традиционном книжном виде, нередко ставится под сомнение. Авторитетным ответом сомневающимся является статья членов Главной редакции 3-го издания «Геологического словаря» О.В. Петрова, В.Л. Масайтиса, И.А. Неженского, Е.О. Ковалевской [1]: «В системе создания, хранения и использования геологической информации (так же как и различной информации в других естественных науках) огромное значение имеют периодически обновляемые тематические словари (тезаурусы), в которых аккумулирован многовековой опыт науки и практики...». Важно подчеркнуть, что «К составлению «Геологического словаря» 3-го издания в 2001-2009 гг. были привлечены ведущие специалисты научно-исследовательских организаций и предприятий Роснедра РФ (ВСЕГЕИ. ВНИИОкеангеология, ВНИГРИ, ЦНИГРИ, «Геологоразведка»), Минобразования (СПбГУ, СПбГГИ (ТУ), МГУ), Российской Академии наук (ГИН, ИГГД, ГЕОХИ, Институт физики Земли)» [1].

Первое издание «Геологического словаря» было подготовлено во ВСЕГЕИ в 1951 – 1953 гг. под общей редакцией А.Н. Криштафовича, отв. ред. Т.Н. Спижарский. Издание было осуществлено в двух томах в 1955 г. [2], оно содержало более 11 тыс. терминов. Редактором-составителем раздела «Геофизика» был основоположник отечественной и мировой аэромагниторазведки проф. А.А. Логачев; объем описаний геофизического раздела составлял около 9 печатных листов. (Автору приятно вспоминать, что в составе редколлегии 1-го издания «Геологического словаря» была его мать, геолог-петрограф, кандидат геол.-минер. наук, М.Л. Лурье, сотрудница ВСЕГЕИ с 1928 г. по 1970 г.). В 1960 г. был осуществлен дополнительный тираж первого издания.

Второе издание «Геологического словаря», исправленное и дополненное, вышло в свет в 1973 г. [3] – через 18 лет после первого; отв. ред. К.Н. Парффенгольц; в 1978 г. был выпущен дополнительный (стереотипный) тираж. Общее количество терминов 18 тысяч. Редактором-составителем раздела «Геофизика» была начальник геофизического отдела ВСЕГЕИ, доктор геол.-минер. наук, глава отечественной школы петрофизики Н.Б. Дортман; объем описаний геофизических терминов возрос до 12 печатных листов.

Работа над 3-м изданием «Геологического словаря» продолжалась фактически более 10 лет, поскольку уже в 2001 г. были изданы «Методические указания для авторов и редакторов «Геологического словаря» [4], на основе которых было начато составление Словников по всем тематическим разделам, включая раздел «Геофизика». Автор приступил к этой работе в конце 2001 г., когда по приглашению главного редактора 3-го издания «Геологического словаря», генерального директора ФГУП «ВСЕГЕИ» О.В. Петрова и с согласия дирекции ФГУНПП «Геологоразведка» стал редактором-составителем раздела «Геофизика». Одним из основных является вопрос о полноте Словников, по-видимому, так и не нашедший оптимального решения. Руководствуясь положениями, содержащимися в «Методических указаниях...» [3]: «...словарь должен содержать все термины, необходимые в практической и научной работе геологов» и «в словники включаются все термины, встречающиеся в геологической литературе», объем «Геологического словаря» необходимо было бы довести до десяти и более томов. Это следует, в частности, из того, что в легенде актуализированной Геологической карты территории Российской Федерации и прилегающих акваторий (ВСЕГЕИ, 2011 г.) содержится более 46 тысяч (!) геологических терминов; а в последнем «Англо-русском энциклопедическом словаре по геофизике» [5] более 16 тысяч (!) геофизических терминов. Поиски «золотой середины» велись на протяжении всего периода работы над «Геологическим словарем». Так, по разделу «Геофизика» вариант 2002 г. включал 2048 терминов, а к лету 2010 г. их осталось 1494 [6]. При этом надо заметить, что по числу терминов направление Геофизика является одним из наиболее ёмких [1].

Другим принципиальным вопросом, вызывавшим определенные споры и при подготовке Словника, и в процессе дальнейшей работы с подготовленными описаниями, является вопрос разделения собственно терминов, названия которых состоят, как правило, из одного-двух, реже трех слов, и так называемых понятий, названия которых обычно многословны, поскольку часто включают несколько отдельных терминов. Безусловно, неприемлемы словосочетания, обозначающие например, специализированные геофизические исследования в особо оговариваемых условиях. При этом следовало «не выплеснуть ребенка», имея в виду термины, в состав которых входит предлог. Определенное количество терминов такого вида исторически образовалось в подразделе «Гравиметрия и гравиразведка», а при алфавитном построении оказалось как раз в томе первом. Это термины типа «Аномалия силы тяжести в свободном воздухе».

Однако, встречаются «сводные» понятия, имеющие короткие наименования; к их числу принадлежит понятие «История геологии», характерно, что такого описания нет в «Геологическом словаре». Между тем, в томе первом трехтомной «Российской геологической энциклопедии» [7], издающейся параллельно с «Геологическим словарем» (главные редакторы Е.А. Козловский и А.А. Ледовских), эта тема разбита на семь следующих друг за другом статей, занимающих в общей сложности семь страниц. В текстах этих статей упоминается более трех сотен фамилий. Невозможно, конечно, и на семи страницах описать реальный вклад в науку каждого из упоминаемых, начиная от Аристотеля и Страбона, до ныне здравствующих крупных палеомагнитологов Д.М. Печерского и А.Н. Храмова, одного из основных авторов раздела «Геофизика» 3-го издания «Геологического словаря».

В числе языковых затруднений, возникавших при подготовке Словников и текстов описаний, одним из наиболее существенных являлся выбор порядка слов в наименованиях многословных терминов и терминов, включающих прилагательные. Естественно, напрашивается речевой принцип: как говорим, так и пишем. Но этот принцип входит в противоречие с так называемым кустовым построением, когда группа терминов объединяется по кустообразующему слову, стоящему, как правило, первым. Выбранное сочетание двух указанных принципов далеко не во всех случаях оказалось оптимальным. Среди других языковых проблем необходимо отметить вопрос правомочности применения терминов, начинающихся со слов в родительном падеже. Редакция «Геологического словаря» отвергла такое построение название терминов. Между тем, в 1-ом томе «Российской геологической энциклопедии» они присутствуют, достаточно назвать: «Большого Кавказа складчатая система», «Ванадия месторождение», «Вращения метод», «Горячих точек магнетизм», «Естественного электрического поля метод», «Заряженного тела метод».

Однако, наиболее трудным при подготовке текстов оказалось соблюдение принципа корреляции значимости описываемого термина и объема его описания (так называемый энциклопедический принцип). В соответствии с Методическими указаниями [4] все описания должны быть разбиты на пять категорий. К первой отнесены наиболее важные геологические термины общего значения, прежде всего названия разделов геологической науки. В разделе «Геофизика» всего 17 терминов первой категории, восемь из них попали в том первый, они представлены в табл. 1.

Термины	Подраздел	Авторы
Геомагнетизм	Геомагнетизм и магниторазведка	В.С. Цирель, В.А. Шапиро
Геотермия	Геотермия и геотермические методы разведки	А.О. Глико, О.И. Парфенюк
Геоэлектрохимия	Геоэлектрохимия	В.А. Комаров
Геофизика	Физика Земли	А.В. Козенко
Гравиметрия	Гравиметрия и гравиразведка	В.М. Гордин, С.А. Тихоцкий
Гравиразведка	Гравиметрия и гравиразведка	В.М. Гордин
Землетрясение	Физика Земли	Л.Б. Славина
Земля	Физика Земли	А.В. Козенко

Таблица 1. Список терминов первой категории по разделу «Геофизика», вошедших в том первый.

Ко второй категории отнесены широко используемые термины, являющиеся либо важными составными частями терминов первой категории, либо имеющие самостоятельное значение. Здесь уместно затронуть вопрос об указании авторства. В соответствии с Методическими указаниями [4] предполагалось, что термины первой и второй категории будут «именными», т.е. с указанием авторов, однако, на заключительном этапе работ Главной редакцией было принято решение сделать все описания терминов безымянными. Такое решение выглядит не очень логичным.

Менее четко были определены характеристики терминов, относящихся к третьей и четвертой категориям, а именно они составляют основную часть комплекта описаний [9]. Терминами пятой категории являются в основном синонимы, отсылки и аббревиатуры. В числе отсылочных следует особо упомянуть так называемые субтермины, описания которых приводятся в других статьях – более высоко уровня.

Итак, том первый 3-го издания «Геологического словаря» общим объемом 432 страницы [8] содержит термины, начинающиеся на первые буквы русского алфавита: от А до Й. Описаниям терминов предшествует пространное Введение, в котором описывается история издания, дается представление о содержании словаря, указываются основные участники подготовки, в том числе редакторысоставители всех тридцати разделов геологической науки. Далее перечисляются особенности составления «Геологического словаря», в частности, отмеченные выше в данном тексте. Пояснены особенности подбора и описания терминов в различных разделах «Геологического словаря». Отмечено, что в раздел «Геофизика» включено почти в два раза больше терминов, чем в предыдущем издании. В 3-ем издании «Геологического словаря» представлены термины, относящиеся к новым, появившимся или развившимся в последние десятилетия подразделам, таким, как вычислительная геофизика, геоэлектрохимия, комплексирование геофизических методов, экологическая геофизика; существенно расширены подразделы, включающие термины по палеомагнетизму и физике Земли.

Во Введении указывается, что, несмотря на стремление к терминологическому единству всех редакторов-составителей отдельных подразделов раздела «Геофизика», преодолеть исторически сложившиеся различия, начиная с названий, входящих в общий комплекс геофизических наук, удалось далеко не полностью. Здесь следует упомянуть, что в геофизических науках название «классического типа», имеющее в своем составе как часть названия термина «логия» представлено только единожды: сейсмология. Другие геофизические науки имеют иную структуру названий: геомагнетизм, геотермия, геоэлектрика, гравиметрия, палеомагнетизм и др. Предпринимаемые попытки перейти к классическому построению, например: палеомагнитология, пока не получили общего признания. Серьезные трудности возникали в связи с различным толкованием таких «технологических разновидностей», как «метод», «способ», «модификация», «методика» и т. п.; в результате предпочтение было отдано наиболее нейтральному слову «метод».

Во Введении затронут также вопрос об аббревиатурах; по количеству аббревиатур раздел «Геофизика» один из «рекордсменов» среди всех других разделов «Геологического словаря». К сожалению, не существует общего принципа формирования аббревиатур; даже из числа наиболее распространенных в геофизике многие фактически являются неоднозначными; например, под аббревиатурой ОГТ понимается и общая глубинная точка, и метод общей глубинной точки, аналогичное замечание относится также к аббревиатуре ВП – вызванная поляризация: и явление, и геофизический метод, основанный на использовании этого явления. Особенно «неаккуратно» сформированы аббревиатуры в подразделе «Геоэлектрохимия», но они «вошли в жизнь», и с этим нельзя не считаться.

Введение завершается списком авторов, общее число которых превышает 250; списки представлены по разделам, раздел «Геофизика» является абсолютным рекордсменом. Общее число авторов раздела составляет 99 человек; их пришлось по требованию Главной редакции разделить на две группы, условно выделив категорию «при участии». Столь большое число авторов следствие двух обстоятельств: во-первых, широты и многогранности геофизических наук, а, вовторых, обращения редактора-составителя к высоким профессионалам даже по каждому относительно узкому вопросу. Хочется с благодарностью отметить редакторов-составителей отдельных подразделов: Д.А. Амосова (Ядерная геофизика), Н.А. Ворошилова (Геоэлектрохимия), А.О. Глико (Физика Земли, Геотермия и геотермические методы разведки), ныне, увы, покойного В.М. Гордина (Гравиметрия и гравиразведка), А.С. Егорова (Петрофизика), Д.С. Зеленецкого (Вычислительная геофизика), Н.А. Караева (Сейсморазведка), К.А. Коронкевича (Вычислительная геофизика), А.А. Молчанова (Промысловая геофизика), О.И. Парфенюк (Геотермия и геотермические методы разведки), О.Ф. Путикова (Геоэлектрохимия), Г.Я. Рабиновича (Сейсморазведка), А.К. Сараева (Каротаж), М.Н. Столпнера (Комплексирование методов), К.В. Титова (Геоэлектрика и электроразведка), С.А. Тихоцкого (Гравиметрия и гравиразведка), М.Н. Унгермана (Геоэлектрика и электроразведка), И.М. Хайковича (Ядерная геофизика, Экологическая геофизика), А.Н. Храмова (Палеомагнетизм), А.А. Шапиро (Геомагнетизм и магниторазведка), А.Н. Шувал-Сергеева (Подземная геофизика), О.О. Эртелеву (Физика Земли).

Наконец, описаниям терминов предшествует список сокращений на русском языке, а также список терминов, начинающихся с букв греческого и латинского алфавитов; среди геофизических терминов таких только два: *Р*-волна и *S*-волна (Сейсмическая волна продольная и Сейсмическая волна поперечная).

В рамках Школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород необходимо остановиться на терминах по подразделу «Геомагнетизм и магниторазведка». В томе первом этот подраздел представлен 36 терминами, среди которых одна аббревиатура (АМП – аномальное магнитное поле) и три отсылочных, т. е. 32 термина снабжены описаниями. Заметим, что во 2-м издании «Геологического словаря» терминов этого подраздела, начинающихся на буквы А – Й, было всего 11. В томе первом «Российской геологической энциклопедии» геомагнетизм и магниторазведка представлены 17 терминами.

В начале ноября 2011 г. закончена работа над вторым томом 3-го издания «Геологического словаря»; содержащим термины, названия которых начинаются на буквы К – П; этот том, очевидно, поступит в продажу в начале 2012 г. Продолжается редакционная работа над третьим томом, которая должна завершиться в середине 2012 г. Таким образом, в 2012 г. 3-е издание «Геологического словаря» будет закончено.

От возможностей финансирования зависит создание на основе книжного 3-го издания «Геологического словаря» электронной версии. Это могла бы быть новая работа, которая позволила бы:

- снять ограничения по объему;
- дополнить тексты необходимыми рисунками;
- иметь простую и удобную систему перекрестных ссылок;
- обеспечить легкость цитирования (копирования) приведенной информации;
- иметь возможность быстрого обновления и корректировки содержания.

Наконец, Интернет-версия позволила бы снять ограничения, связанные с относительно малым тиражом книжной версии – тираж 3-го издания «Геологического словаря» 1500 экземпляров.

В вопрос финансирования упирается и еще одна работа, которую, как представляется автору, нужно и можно было бы выполнить. На основе раздела «Геофизика» 3-го издания «Геологического словаря» с использованием той же схемы разбиения раздела «Геофизика» на подразделы, используя материалы упомянутых двух справочных изданий [5, 7] создать взамен устаревшего словаря [10] отдельный словарь по геофизике в виде толкового словаря геофизических терминов, который также должен быть в бумажном и электронном вариантах.

- 1. Петров О.В., Масайтис В.Л., Неженский И.А., Ковалевская Е.О. Геологический словарь // Отечественная геология. – 2011. – № 2. – С. 98–102.
- Геологический словарь: в 2-х т. / Отв. ред. Т.Н. Спижарский. М.: Госгеолтехиздат, 1955. – Т. 1 – 403 с., Т 2 – 446 с.
- Геологический словарь: в 2-х т. / Отв. ред. К.Н. Паффенгольц. 2-е изд. испр. М.: Недра, 1973. Т. 1. – 486 с., Т 2. – 456 с.
- 4. Методические указания для авторов и редакторов Геологического словаря. СПБ: изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 22 с.
- 5. Англо-русский энциклопедический словарь по геофизике / Федеральное агентство по недропользованию; отв. ред. В.А. Ерхов. М.: изд-во ООО «Агентство ЭМП», ЗАО «Геодар», 2009. 940 с.
- 6. *Цирель В.С.* Геофизическая терминология в справочных изданиях 2009 2011 гг. // Российский геофизический журнал. 2011. № 49 50. С. 112–122.
- Российская геологическая энциклопедия: в 3-х т. Т. 1 (А И) / Гл. ред. Е.А. Козловский и А.А. Ледовских. – М. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. – 664 с.
- Геологический словарь: в 3-х т., Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т. 1 (А - Й). – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. – 432 с.
- Цирель В.С., Лавникова Е.В. Геофизическая терминология в 3-ем издании «Геологического словаря» // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Матер. междунар. школы-семинара «Проблемы палео-магнетизма и магнетизма горных пород». – СПб.: Изд-во «СОЛО», 2010. – С. 172–178.
- 10. Словарь терминов разведочной геофизики / В.Н. Боганик [и др.]; под ред. А.И. Богданова. М.: Недра, 1989. 183 с.

# ПЕРМСКАЯ ДИНАМИКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: РОЛЬ В СТРУКТУРООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССАХ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

#### А.В. Шацилло

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва (shatsillo@gmail.com)

В результате работ последних лет, усилиями авторского коллектива (см. наст. сборник), удалось получить первый убедительный раннепермский полюс Сибири. В настоящем сообщении мы рассмотрим кинематические параметры перемещения Сибири, в течение пермского времени, используя полученный раннепермский полюс и осредненный полюс для рубежа пермь-триас, согласно [10].

Численные характеристики дрейфа, рассчитанные для какой либо точки, являются «частным» случаем и могут не отражать генеральную тенденцию перемещения платформы, что является особенностью движения на сфере и зависит от положения полюса вращения. Поэтому, параметры скоростей, рассчитанные исходя из анализируемых палеомагнитных полюсов и разделяющего их отрезка времени (35 млн.лет – от 285 до 250 млн.лет), были рассчитаны для всей площади платформы по сетке с шагом в один градус. Характер перемещения при таком способе визуализации отображается в изолиниях равных скоростей (вращения или широтного перемещения, рис. 1). Такой подход к визуализации характера перемещения континентальных блоков на наш взгляд более наглядно отображает кинематику платформы.



Рис. 1. Скорости широтного перемещения и вращения Сибири и Балтики в течение пермского времени.

Из проведенных расчетов следует, что в течение перми Сибирская платформа и ансамбль эпигерцинских «сибирских» структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) испытывали разворот по часовой стрелке со скоростью 1-3,5 град/млн.лет, который происходил на фоне «дифференцированного» широтного дрейфа (рис. 1). В зависимости от геометрии вращения, для различных участков рассматриваемых структур наблюдался как южный дрейф (до 4 см/год), так и северный (до 5 см/год), с преобладанием последнего. При этом южная часть платформы и сопредельные территории ЦАСП, располагающиеся сейчас на ~55°с.ш., вовсе не испытывали широтного перемещения. В целом, можно заключить, что генеральное перемещение рассматриваемых структур в течение пермского времени описывалось преимущественно вращением по часовой стрелке, которое в среднем составило около 40-50°, с незначительной составляющей северного дрейфа. В результате суммарного влияния обеих составляющих движения, к рубежу пермь-триас, Сибирская платформа и структуры ЦАСП заняли пространство между 50-ми и 80-ми широтами северного полушария.

Аналогичный расчет скоростей перемещения Балтики, для интервала 290-250 млн.лет (соответствующие палеомагнитные полюсы были взяты из синтетической кривой КМП Лавруссии, согласно [12]), показал их значительное отличие от кинематических параметров Сибири (рис. 1). В течение перми Балтика практически не испытывала вращений, а главной составляющей ее движения был северный дрейф, скорость которого составляла ~4 см/год. Это, безусловно, указывает на то, что в пермское время Сибирь и Балтика являлись фрагментами разных литосферных плит. В тоже время, обращает на себя внимание тот факт, что максимальные скорости северного дрейфа этих континентальных блоков соизмеримы (4-5 см/год) и присущи их современным северным окраинам. По нашему мнению это наблюдение может означать, что к началу перми северовосточная «тиманская» окраина Балтики и «таймырская» окраина Сибири заняли свое относительное положение близкое к пангейской конфигурации. Вероятно, это было вызвано частичным блокированием северной Сибири, произошедшим в результате коллизии ее таймырской окраины с Карским блоком Арктиды на рубеже карбона и перми [9]. Коллизионные события этого времени отмечены на севере Таймыра становлением синколлизионных гранитоидов с возрастом 306+/-2 и 304+/-5млн.лет [3, 11]. То есть в рассматриваемых арктических областях должна (или может) располагаться «точка соприкосновения» Сибири и Арктиды или, в более широком смысле, Аркт-Лавруссии – эпикаледонского суперконтинента, включающего Лаврентию, Балтику и Арктиду [8]. Вероятно, рассматриваемое коллизионное событие является ключевым для расшифровки последующих тектонических процессов, происходивших между Сибирью, Балтикой-Арктидой и структурами ЦАСП на финальном этапе сборки суперконтинента Пангея, который был окончательно сформирован к концу перми. Можно предполагать, что со времени «карско-таймырской» коллизии область соприкосновения Сибирских структур и структур Арктиды, в ходе последующего их взаимодействия оставалась неизменной. В пользу этого, как уже отмечалось, указывают близкие скорости северного дрейфа, рассчитанные на основе парных полюсов Сибири и Балтики для арктических областей. Кроме того, анализ соответствия «балтийских» и «сибирских» широтных скоростей, выявил четкую полосу, где они совпадают (Vсиб/Vбалт=1, рис. 2). Однако следует подчеркнуть, что эта расчетная полоса может иметь геологический смысл только в зоне коллизионного сочленения рассматриваемых кратонных единиц, либо в кратонных частях, где доказано проявление интенсивной разломной тектоники и сопутствующих деформаций пермского времени. В арктических территориях полоса равных скоростей проходит от юго-восточной оконечности Таймыра и далее на запад – северо-запад к южной оконечности архипелага Земля Франца Иосифа, пересекая «карско-таймырскую» коллизионную зону на севере Таймыра (в р-не мыса Челюскина). Мы предполагаем, что именно эту точку (77°с.ш. 101.7°в.д.) можно рассматривать как квазистабильную область «сцепления» Сибири и Арктиды с момента «карско-таймырской» коллизии и далее, вплоть до полной консолидации Северной Евразии. С этих позиций мы можем реконструировать «абсолютное» взаимное положение Сибири и Балтики (и консолидированных с ней структур) в раннепермское время. То есть рассчитанная точка «полюс Челюскина» является полюсом вращения Сибири относительно Балтики от Пангейской конфигурации (аналогичной современному взаимному положению) к положению в раннепермское время. Угол поворота вычисляется из разницы раннепермских и пермо-триасовых склонений, пересчитанных из соответствующих палеомагнитных полюсов Сибири, для координат полюса вращения, и составляет 40.4°. «Абсолютная» реконструкция, выполненная по предложенному алгоритму, представлена на (рис. 3).



**Рис. 2.** Сопоставление скоростей широтного перемещения Арктических областей Евразии в течение пермского времени исходя из соответствующих пар полюсов Сибири и Балтики (пояснения в тексте).

Геологические следствия. Согласно имеющимся геологическим данным закрытие Палеоазиатского океана, разделявшего Сибирь и Балтику и каледонские аккреционные комплексы их обрамления, входящие сейчас в состав ЦАСП, произошло в раннем карбоне [2]. Это коллизионное событие маркируется Чарской сутурной зоной (рис), разделяющей сформированный к раннему карбону Казахстано-Байкальский гетерогенный континент, не имевший общего консолидированного фундамента [1]. Палеомагнитные данные, по позднекарбон- раннепермским образованиям Казахстанской части [7], занимающей пространство между Чарской сутурой и Уральской окраиной Балтики, показывают, что в это время рассматриваемая структура располагалась на «Балтийских» палеоширотах, и, в дальнейшем, не смотря на блоковые вращения при формировании Казахстанского ороклина, испытывала с Балтикой согласованные перемещения. То есть к концу карбона, по крайней мере, Казахстанская часть ЦАСП, представляла собой относительно консолидированную структуру. С этой позиции 40-градусный разворот Сибири в течение перми, при соответствующем сближении ее Енисейской окраины с Уральской окраиной Балтики (что следует из наших построений рис. 3), представляется, на первый взгляд, парадоксальным. Такое вращение Сибири, должно было вызвать значительные тектонические напряжения в «теле» Казахстано-Байкальского континента, которые, исходя из геометрии вращения, могли реализоваться в виде высокоамплитудных левосдвиговых зон (от субширотного до СЗ-ЮВ простирания) и сопряженных зон смятия.



Рис. 3. Взаимодействие Сибири с Балтикой, Арктидой и структурами Центрально-Азиатского складчатого пояса на финальном этапе сборки Пангеи с начала перми по начало триаса (в современных координатах Евразии). Жирная серая линия - контуры "евроазиатского" фрагмента Арктиды, согласно Kuznetsov et al.,2010 (ШБ – Шпицбергенский блок, КБ – Карский блок); пунктирная линия - простирания складчатых структур Пайхой-Новоземельской (пнс) и Таймырской (тс) складчатых систем; кп-Коротаихинский (Предпайхойский) молассовый прогиб поздней перми - триаса; косая штриховка - деформации чехла Сибирской платформы, в которых участвуют образования позднего карбона - ранней перми (из - Игарская зона, ез - юг Енисейского Кряжа); чюмс - Чарская и Южно-Монгольская (раннекарбоновые) сутуры Палеоазиатского океана, реактивированные в режиме левых сдвигов в позднем карбоне - перми; гср - Главный Саянский разлом. Залитый контур Сибири - ее положение в ансамбле рассматриваемых структур для начала перми, не залитый контур - современное положение. Стрелки - направление и масштаб перемещения кратонной структуры Сибири в течение пермского времени.

Всесторонний анализ данных, проведенный в [1, 2] показал, что: 1) Чарская сутура и располагающиеся восточнее нее сдвиговые зоны (Иртышско-Курчумская и Северо-Восточная), реактивировались в позднем карбоне – перми и функционировали в левосдвиговом режиме; 2) палеобиогеографические маркеры по позднепалеозойским структурам ЦАСП указывают на «пестроту обстановок и их резкую изменчивость по площади», что предполагает значительные перемещения блоков по системе сдвиговых зон; 3) в пределах Восточного Саяна (Тункинские Гольцы) развиты масштабные покровно-сдвиговые структуры позднекарбон-раннепермского возраста. Кроме этого, в зоне Главного Саянского разлома, отделяющего кратонную часть Сибири от ЦАСП, обнаружены мигматиты раннепермского возраста [5], а в пределах девонско-раннекарбоновой Рыбинской впадины, наложенной на Главный Саянский разлом (район Красноярска), выявлены послескладчатые посткарбоновые блоковые вращения [6]. Постраннепермские деформации фиксируются также в чехле Сибиркой платформы далее к северу (юг Енисейского Кряжа и Игаркская зона, рис. 3), где в складчатость вовлечены породы позднего карбона – ранней перми. Таким образом, комплекс имеющихся данных показывает, что масштабные деформации и левосдвиговая тектоника позднего карбона – перми в пределах «субконсолидированной» коры ЦАСП вполне реальны, и не противоречат предлагаемой нами геодинамической модели.

По оценкам [1] амплитуда смещения по системе левых сдвигов в позднем карбоне – перми составляла от первых тысяч до первых десятков километров и убывала в восточном направлении от Чарской сутуры к зоне Главного Саянского разлома. Наши расчеты показывают, что в течение перми суммарное смещение структур ЦАСП по системе левых сдвигов, вызванное разворотом Сибири, должно было составить не менее 2000 км, с максимальной скоростью смещения (в случае «работы» одной сдвиговой зоны) ~6см/год.

С позиции предлагаемой модели находят логичное объяснение сложный структурный рисунок и соотношение складчатых поясов Арктики:

Так, Пай-хой-Новоземельская складчатая система (рис. 3) имеет дугообразную форму, обращенную выпуклой частью к западу, при этом она резко «сечет» структуру Урала по разломной зоне надвигового характера с левосдвиговой составляющей [5]. Продукты размыва Пай-хойского орогена представлены мощной молассой поздней перми – триаса, выполняющей Коротаихинский прогиб. На наш взгляд представляется достаточно очевидным, что рассматриваемая складчато-надвиговая система могла сформироваться в результате «индентерного» воздействия северо-западной окраины Сибирского кратона в результате его пермского разворота.

Таймырская складчатая система (рис. 3), сформированная в результате «карско-таймырской» коллизии, в пределах таймырской части имеет северовосточное простирание, однако в своем продолжении на архипелаге Северная Земля она резко меняет простирание на субмеридиональное. Обращает на себя внимание, что область, где простирания структур Таймырской системы резко меняются, совпадает с нашей «расчетной точкой» полюса вращения Сибири. То есть, первоначально, складчатая система представляла достаточно пологую дугу или была линейна, а наблюдаемый сейчас ороклинальный изгиб сформировался в течение перми в результате разворота Сибири.

Таким образом, предлагаемый сценарий взаимодействия Сибири и Аркт-Лавруссии в ходе финального этапа сборки суперконтинента Пангея, находит удивительное согласование с существующими геологическими данными и позволяет объяснить особенности тектоники Центрально-Азиатского складчатого пояса и Арктических территорий в пермское время.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 11-05-00705.

- 1. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 1, с. 66-90.
- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойскораннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-

Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49-75.

- Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
- Савельева В.Б., Ларионов А.Н., Травин А.В., Базарова Е.П. Возраст и геодинамическая позиция гранитоидов юго-восточной части Главного Саянского разлома // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 8. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. – В 2-х томах. – Т.2, с.64-66.
- 5. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606с.
- Шацилло А.В. Палеомагнетизм девона Рыбинской впадины в решении проблем позднепалеозойской тектоники юга Сибири. Предварительные результаты. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып.6. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008, Т.2, с.154-156.
- Abrajevitch Alexandra, Rob Van der Voo, Mikhail L. Bazhenov, Natalia M. Levashova, Phil J.A. McCausland. The role of the Kazakhstan orocline in the late Paleozoic amalgamation of Eurasia // Tectonophysics 455 (2008) p.61-76.
- Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Research 17 (2010) p. 583–601.
- Metelkin Dmitry V., Vernikovsky Valery A., Kazansky Alexey Yu., Bogolepova Olga K., Gubanov Alexander P. Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: Paleomagnetism, paleogeography and tectonics // Tectonophysics 398 (2005) p.225-243.
- Pavlov V.E., Courtillot V., Bazhenov M.L., and Veselovsky R.V. Paleomagnetism of the Siberian traps: new data and a new overall 250 Ma pole for Siberia // Tectonophysics, 2007 Vol. 443, p. 72–92.
- 11. Pease, V. 2001. East European Craton margin source for the allochthonous Northern Terrane of Tajmyr, Arctic Siberia //. EOS Transactions, American Geophysical Union, 82(47).
- 12. Torsvik Trond H. & Cocks L. Robin M. 2005 Norway in space and time: A Centennial cavalcade // Norwegian Journal of Geology 2005, 85, p. 73-86.

## ТЕМПЕРАТУРЫ КЮРИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НАМАГНИЧЕННОСТИ В ФЕРРОМАГНИТНЫХ НАНОЧАСТИЦАХ

## В.П. Щербаков, Н.К. Сычева

### Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН

В нашей предыдущей работе [1] была аналитически решена задача о температуре упорядочения и распределении намагниченности по толщине наноплёнки. В первой части данного исследования нами рассчитана восприимчивость наноплёнки. Во второй части приводится расчёт пространственного распределения намагниченности и температуры упорядочения в трёхмерных объектах в форме куба и параллелепипеда.

<u>1. Расчёт восприимчивости наноплёнки</u> Свободная энергия плёнки во внешнем магнитном поле h есть

$$F(T) = \int_{0}^{L} \left[\frac{A}{2} \left(\frac{dm}{dx}\right)^{2} - \frac{at}{2}m^{2} + \frac{b}{4}m^{4} - mh\right]dx, \qquad (1)$$

где **m**(t) нормированный вектор спонтанной намагниченности, m(1) = 1, A – обменная константа,  $E_{an}(\mathbf{m})$  – магнитокристаллическая анизотропия, a и b – ко-эффициенты, t =  $(T_c - T)/T_c$  – приведенная температура, определяющая расстояние от температуры Кюри  $T_c$ . Величина h нормирована на  $T_c/M_s(0K)$ . Уравнение Эйлера для функционала (1) есть:

$$A\frac{d^{2}m}{dx^{2}} + atm - bm^{3} + h = 0.$$
 (2)

Отсюда выражение для восприимчивости k(x,t) = dm/dh [2]

$$\xi^{2} \frac{d^{2}k}{dx^{2}} + k - 3u^{2}(t,x)k + \frac{1}{at} = 0$$
(3)

с граничными условиями

$$\frac{dk}{dx}\Big|_{x=0} = 0, \qquad \frac{dk}{dx}\Big|_{x=N} = -k \quad . \tag{4}$$

Поскольку для  $t < t_0$  намагниченность u = 0, то равенство (3) можно записать в виде:

$$k(x,t) = -\frac{1}{at} + C\cos\frac{x}{\xi}.$$
 (5)

Из граничных условий (4)

$$C(t) = \frac{1}{at[\frac{\sin(N/\xi)}{\xi} - \cos\frac{N}{\xi})]},$$
(6)

и тогда восприимчивость нанопленки

$$\chi(t) = \frac{1}{N} \int_{0}^{N} k(x,t) dx = -\frac{1}{at} + \frac{\sqrt{A}}{\left[(at)^{3/2} ctg \frac{N}{\xi} - (at)^{2}\right]N}, \quad t < t_{0} \quad (7)$$

Как легко проверить, для t  $\rightarrow$  0 функция (7) не расходится, а имеет конечный предел N+N²/3, и быстро растет с ростом N.

Ниже температуры упорядочения, для  $t > t_0$ , функция u(x,t) может быть опи-

сана уравнением  $u(x) = \gamma \ sn[K(\frac{\gamma}{\sqrt{2-\gamma^2}}) - \frac{x\sqrt{2-\gamma^2}}{\sqrt{2}\xi}, \frac{\gamma^2}{2-\gamma^2}]$ . Т.к. вблизи t₀

параметр  $\gamma << 1$ , это выражение можно аппроксимировать как  $u(x,t) \approx \gamma \cos \frac{x}{\xi(t)}$ , так что уравнение (3) приводится к виду:

$$\xi^{2} \frac{d^{2}k}{dx^{2}} + (1 - 3\gamma^{2} \cos^{2} \frac{x}{\xi})k + \frac{1}{at} = 0$$
(8)

С заменой у =  $x/\xi$ , уравнение (8) имеет решение

$$k\{y,t\} = DFc(y) - \frac{1}{a\xi tW} [Fc(y)\int_{0}^{y} Fs(z)dz + Fs(y)\int_{0}^{y} Fc(z)dz], \qquad (9)$$

где 
$$Fc\{y\} = MathieuC\left[\frac{2-3\gamma}{2}, \frac{3\gamma}{4}, y\right]$$
 и

 $Fs\{y\} = MathieuS\left[\frac{2-3\gamma}{2}, \frac{3\gamma}{4}, y\right] - функции Матьё. Здесь D – константа,$ 

определяемая из граничных условий (4), W – вронскиан

$$W = Fs(y)\frac{dFc(y)}{dy} - Fc(y)\frac{dFs(y)}{dy}$$
(10)

График  $\chi(t) = \frac{1}{N} \int_{0}^{N} k(x / \xi, t) dx$  показан на рис. 1.

Для того, чтобы рассчитать величину намагниченности в присутствии поля h, проинтегрируем уравнение (2), помножив его на du/dy. В результате получим потенциал

$$E = \xi^{2} \left(\frac{du}{dx}\right)^{2} + u^{2} - \frac{1}{2}u^{4} + hu = C.$$
 (11)



**Рис. 1.** Зависимость восприимчивости  $\chi(t)$  для нанопленки (полное число слоев 9, N = 4) от приведенной температуры t.

Из граничных условий (6) мы имеем следующее соотношение между константой интегрирования С и параметрами  $\gamma = u(0), \beta = u(N)$ 

$$C = \gamma^2 - \frac{\gamma^4}{2} + \gamma h, \qquad (12)$$

$$(1+\xi^2)\beta^2 - \frac{\beta^4}{2} + \beta h = \gamma^2 - \frac{\gamma^4}{2} + \gamma h, \qquad (13)$$

Из (11) по аналогии с [1], формула (9), получим намагниченность

$$\frac{x}{\xi} = \int_{u}^{\gamma} \frac{d\widetilde{u}}{\sqrt{\gamma^2 - \frac{\gamma^4}{2} - h\gamma - \widetilde{u}^2 + \frac{\widetilde{u}^4}{2} + h\widetilde{u}}}.$$
(14)

Результаты расчетов m(x) =  $\sqrt{3t}u(x)$  согласно системе уравнений (12), (13), (14) показаны на рис. 2.



**Рис. 2.** Зависимость намагниченности m(x) для N = 4 от приведенной температуры t для  $h = 10^{-2}$ .

2. Расчёт пространственного распределения намагниченности и температуры упорядочения в трёхмерных объектах Рассмотрим частицу в форме параллелепипеда с размерами  $N_{tx} = 2N_x$ ,  $N_{ty} = 2N_y$  and  $N_{tz} = 2N_z$ . Приведенная температура перехода перехода может быть найдена линеаризацией уравнения  $\xi^2 \Delta u + u = 0$ , которое в декартовых координатах имеет решение

$$u = a\cos\frac{\alpha x}{\xi}\cos\frac{\beta y}{\xi}\cos\frac{\gamma z}{\xi}$$
(15)

при условии

$$\alpha^2 + \beta^2 + \gamma^2 = 1. \tag{16}$$

Граничные условия  $\frac{du}{dx}\Big|_{N_x} = \frac{du}{dy}\Big|_{N_y} = \frac{du}{dz}\Big|_{N_z} = -u$ , или

$$\tan\frac{\alpha N_x}{\xi} = \frac{\alpha}{\xi}, \ \tan\frac{\beta N_y}{\xi} = \frac{\beta}{\xi}, \ \tan\frac{\gamma N_z}{\xi} = \frac{\gamma}{\xi}$$
(17)

Из (16) и (17) можно получить коэффициенты  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $\gamma$ , а также критический радиус корреляции  $\xi$ . Используя неравенство  $\xi >>1$ , так что  $\arctan \frac{\alpha}{\xi} \approx \frac{\alpha}{\xi}$ , найдем вместо (17)

$$\frac{\alpha(N_x+1)}{\xi} \approx \frac{\pi}{2}, \ \frac{\beta(N_y+1)}{\xi} \approx \frac{\pi}{2}, \ \frac{\gamma(N_z+1)}{\xi} = \frac{\pi}{2}$$
(18)

Из (16) и (18), учитывая, что  $\xi = \sqrt{A/(2at)}$ , получим

$$t_0 = \frac{\pi^2 A}{a} \left[ \frac{1}{\left(N_{tx} + 2\right)^2} + \frac{1}{\left(N_{ty} + 2\right)^2} + \frac{1}{\left(N_{zt} + 2\right)^2} \right]$$
(19)

Отсюда для кубической частицы имеем приведенную температуру перехода  $t_0 = \frac{3A\pi^2}{a(N_t + 2)^2}$ , которая несколько меньше, чем t₀ для сферы и ровно в три раза больше, чем приведенная температура перехода для нанопленки такого же

размера N. Для игольчатой частицы (из (19) имеем  $t_0 = \frac{2A\pi^2}{a(N_t + 2)^2}$ , что в два

раза превышает величину t₀ для пленки.

Расчёт распределения намагниченности в трёхмерном случае может быть выполнен только численным моделированием. Этим способом нами решена система самосогласованных нелинейных уравнений Бриллюена [1] для трех типов кубических решеток – простой кубической (ПКР), объемно-центрированной (ОЦК) и гранецентрированной (ГЦК), для наночастиц магнетита (спиновое число S=5/2) размером 1...10 нм.

Рис. 3 демонстрирует степень зависимости температуры перехода и магнитной структуры зерен наноразмеров от типа кристаллической решетки и размера зерна. Максимальное снижение температуры перехода наблюдается для ОЦК решетки, поскольку в случае ОЦК поверхностные ионы теряют половину своих обменных связей (4 из 8 ближайших соседей), в случае ПКР и ГЦК поверхностные ионы теряют 1/6 и 1/3 обменных взаимодействий соответственно. Как можно видеть из рис. 3, для ОЦК решетки значение приведенной температуры перехода в три раза больше, чем для пленки тех же размеров (аналитическое решение для нанопленок приведено в [1]). Цифрами на графике показана относительная доля поверхностных атомов для ОЦК решетки, для частиц размерами 4-5 нм (21 слой) снижение температуры перехода от температуры Кюри массивных частиц составляет 2.5%, или 14.5°С, для частиц размерами 1-2 нм (5 слоев) дистанция температуры перехода от температуры Кюри массивных частиц составляет 35%, или 203°С.



Рис. 3. Температура ферромагнитного упорядочения в зависимости от типа кристаллической решетки, численное моделирование, пленка – аналитическое решение [1].

Зависимость степени неоднородности намагниченности по объему наночастицы и температуры перехода от типа кристаллической решетки наблюдается и в том случае, когда рассматривается поведение величины намагниченности кубической наночастицы от температуры (рис. 4). В соответствии с числом потерянных связей приведенная температура перехода для ОЦК решетки выше, чем для ГЦК, а намагниченность ниже, максимальное снижение намагниченности наблюдается на ребрах и в углах кубической наночастицы, поскольку в этих областях число оборванных связей максимально (6 из 8 на ребрах, и 7 из 8 в углах частицы для ОЦК решетки). На рис. 5 и 6 представлены результаты численного моделирования для ОЦК кубической решетки, полное число слоев N₁=21, t₀=0,015. На рис. 5 представлены трехмерные диаграммы распределения намагниченности при разных значениях приведенной температуры на внешней грани кубической частицы (нижние диаграммы) и на центральном слое (верхние диаграммы). Как можно видеть, в непосредственной близости от температуры перехода намагниченность частицы весьма неоднородна по объему, плавно снижаясь от центра к граням, минимальная величина намагниченности наблюдается в углах частицы. С понижением температуры растет центральная область однородного намагничивания, при этом поверхностные слои частицы все еще слабо намагничены даже при сравнительно низких температурах. На рис. 6 величина эффективного поля для каждой ячейки условно изображена как сфера с радиусом, пропорциональным величине поля. Видно, что при низкой температуре (рис. 4a, t=0.7) неоднородность намагниченности по объему наблюдается на вершинах (минимальная намагниченность), ребрах и гранях частицы, с повышением температуры (рис. 46, t=0.3) возрастает неоднородность намагниченности по объему, наблюдается снижение эффективного размера кубической наночастицы, т.е. её геометрический размер не равен её магнитному размеру, частица имеет немагнитный слой



**Рис. 4.** Зависимость намагниченности от приведенной температуры  $t=(T_c-T)/T_c$  для ОЦК и ГЦК решеток. Полное число слоев N_f=17,  $t_0=0,025$  (ОЦК),  $t_0=0,017$  (ГЦК).



**Рис. 5.** Результаты численного моделирования для ОЦК кубической решетки, полное число слоев  $N_f=21$ ,  $t_0=0,015$ . Распределения намагниченности при разных значениях приведенной температуры на внешней грани кубической частицы (нижние диаграммы) и на центральном слое (верхние диаграммы).



**Рис. 6.** Результаты численного моделирования для ОЦК кубической решетки, полное число слоев N₁=21.



**Рис. 7.** Гистограммы распределения по величинам параметра порядка т для кубических частиц (ОЦК), полное число слоев N_f=17 (левые гистограммы), N_f=37 (правые гистограммы).

Неоднородность намагниченности по объему частицы означает, что величина эффективного поля, действующего на ион, зависит от расположения иона в частице, что может быть причиной, к примеру, наблюдаемых размытых линий ЯМР и нарушения перехода Вервея при низких температурах. Чтобы оценить возможный эффект, рассмотрим функцию распределения параметра порядка (в нашем случае это величина магнитного момента спина), который пропорционален эффективным полям взаимодействия (рис. 7). Для высоких температур, близких к температуре перехода, наблюдается непрерывное распределение с максимумом в области низких полей. Это наиболее характерно для меньших зерен и объяснятся преобладающим вкладом в намагниченность поверхностных областей по сравнению с центром. При низких температурах спектр эффективных полей трансформируется в дискретный с максимумом в области бо́льших полей и малыми пиками в области низких полей. Этот эффект наиболее выражен для частиц бо́льшего размера. Очевидно, что максимум в данном случае отражает формирование однородно намагниченного центра, а малые пики в области меньших полей – эффективные поля взаимодействия для ионов, расположенных на ребрах и углах частицы, при этом даже для весьма низких температур эти поля гораздо меньше по величине однородно намагниченного центра.

Таким образом, методами численного моделирования найдено пространственное распределение намагниченности в кубических наночастицах размером от 1 до10 нм. Различное число обменных связей на поверхности и внутри частицы приводит к неоднородности распределения намагниченности в частице, степень неоднородности намагниченности по объёму частицы зависит от её размера и от температуры.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-00878.

- Щербаков В.П., Сычева Н.К. Температура ферромагнитного упорядочения и пространственное распределение спонтанной намагниченности в ферромагнитных наночастицах // Материалы Международного семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород, Санкт-Петербург, 20-26 сентября 2010 г. СПбГУ. 2010. С. 178-187.
- 2. Wang R.W. and G.L. Mills. Onset of long-range order in superlattices: Mean-field theory, Phys. Rev., 46, Nu 18, p. 11681-11687, 1992.

# ОБ ОЦЕНКЕ ВАРИАЦИЙ ПАЛЕОНАПРЯЖЁННОСТИ ПО СИБИРСКИМ ТРАППАМ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ)

В.В. Щербакова¹, Г.В. Жидков¹, А.В. Латышев², Ю.К. Виноградов¹

¹Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН ²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Построение картины поведения палеонапряжённости H_{др}, развёрнутой по геологической шкале времени, до сих пор остаётся нерешённой задачей, и тому есть целый ряд причин. Из них самая существенная – недостаточное количество данных, равноценных по надёжности и имеющих абсолютные датировки возраста. Публикуемые определения H_{др} по изверженным породам в большинстве своём носят точечный характер. В результате при анализе базы данных по палеонапряжённости для любого используемого результата всегда имеется неопределённость, связанная с точностью определения возраста объекта, абсолютного или стратиграфического, которая меняется от миллиона до нескольких миллионов лет. Проследить при этом непрерывным образом вариации Ндр представляется весьма затруднительным. С этой точки зрения первостеленный интерес

представляют объекты, сложенные многочисленными потоками, которые излились за короткий промежуток времени.

На территории России такими объектами являются пермо-триасовые вулканические породы Сибирской трапповой провинции, для которых имеются определения абсолютного возраста. Согласно этим датировкам, процесс формирования траппов происходил около 250 млн. лет назад и был связан с быстрыми излияниями огромного количества вулканического материала  $(2-5 \text{ млн. км}^3)$  за короткий по геологическим масштабам период времени – около одного миллиона лет. Эти разрезы сложены многочисленными потоками, их число достигает сорока и более на разных объектах. Если породы, слагающие эти разрезы, несут сохранившуюся первичную запись поведения палеополя, существовавшего в процессе их формирования, то изучение их естественной остаточной намагниченности (ЕОН) даёт уникальную возможность построить достаточно подробную развёртку поведения палеонаправлений и палеонапряжённости на отрезке времени в миллион лет на рубеже перми и триаса. Такого рода данные имеют принципиальное значение для понимания эволюции геомагнитного поля и развития теории геодинамо. Но есть и другие причины для пристального изучения траппов.

Как известно, на границе перми и триаса произошло крупнейшее в истории нашей планеты массовое вымирание около 90 процентов живых существ, населявших к тому времени нашу планету (Sepkovski, 1982; Courtillot, 2004). Значительное число исследователей (см., напр., Cortillot and Olson, 2007) связывают это катастрофическое событие с происходившим практически в это же время формированием Сибирских траппов. Но если предположить, что пермотриасовые вулканические породы Сибирской трапповой провинции изливались равномерно, то, принимая во внимание имеющиеся оценки их объема и длительности излияния, получается, что средняя скорость их извержения должна была бы составлять 2-5 км³/год. Эта величина сопоставима (или даже в несколько раз меньше) с объемами базальтов, формирующихся ежегодно в современных срединно-океанических хребтах, а также установленных для известных исторических извержений (Davies,1999; Thordarson and Self, 2003). Другими словами, такая скорость излияния представляется совершенно недостаточной, чтобы вызвать катастрофические изменения климата и биосферы.

Для объяснения такого несоответствия в настоящее время предложена и активно развивается гипотеза, согласно которой извержения большого объёма вулканического материала происходили пульсами, в течение относительно коротких промежутков времени, т.е. внутри более узких временных рамок, чем те, которые реально позволяют устанавливать современные изотопные методы. Эту гипотезу поддерживают результаты последних исследований траппов Декана (Chenet et al., 2008), и в основе её лежат следующие соображения. Магнитное поле в геологическом масштабе времени изменяется достаточно быстро. По современным оценкам (Gallet et al., 2002), изменение направления геомагнитного поля происходит в среднем со скоростью  $2^{\circ}$  за столетие и больше. С другой стороны, точность современных методов определения палеонаправлений не превышает  $6^{\circ}$ . Исходя из этого, вытекает естественное предположение, что потоки, у которых направления вектора ЕОН статистически неразличимы, изливались быстро, в течение одного пульса. Напротив, отдельные потоки или группы потоков, обнаруживающие статистически различимые палеонаправления, изливались в разное время, и их можно отнести к разным пульсам. Если принять оценку, что каждый единичный поток отвечает временному интервалу меньше 10-100 лет (Thordarson and Self, 1998; Chenet et al., 2009), то отдельный вулканический пульс, в зависимости от числа излившихся потоков, происходил в течение 300-400 лет или меньше. Кроме того, ЕОН потоков из разных пульсов может различаться и по своей величине. Тогда изучение палеонаправлений и палеонапряжённости траппов даёт редкую возможность, в частности, оценить вековые вариации этих характеристик земного поля, их палеоширотную зависимость.

**Объект исследований** На территории России различаются пермо-триасовые трапповые провинции – Норильская и Маймеча-Котуйская. На первой уже проводились довольно подробные палеомагнитные работы [3, 4, 5], тогда как вторая оставалась малоизученной. Именно она и является предметом настоящих исследований.

Мощный Маймеча-Котуйский трапповый разрез расположен в Западном Прианабарье на северо-востоке Тунгусской синеклизы и сложен из многих десятков лавовых потоков. Разрез включает в себя четыре свиты, довольно хорошо обнаженные в долинах рек Маймеча, Котуй и их притоков. Для этих свит имеются абсолютные определения возраста U-Pb методом по перовскиту для самой нижней и самой верхней частей разреза [Като et al, 2003]. Согласно этим результатам, возраст и длительность накопления маймеча-котуйских вулканических свит ограничены двумя датировками: 251.7±0.4 и 251±0.3 Ма.

Силами сотрудников лаборатории Главного геомагнитного поля ИФЗ РАН и геологического факультета МГУ сделан подробный отбор коллекций пород Арыджангской и Онкучакской свит этого разреза, проведены палеомагнитные исследования, их результаты опубликованы [6]. Согласно им, в породах большей части потоков Онкучакской свиты сохранилась первичная намагниченность, что позволило авторам определить по этим потокам палеонаправления и объединить их в отдельные дирекционные группы, т.е. выделить несколько пульсов и единичных палеонаправлений. Один из выводов статьи состоит в том, что общая длительность извержений во время формирования котуйского и норильского разрезов составляла 7000-8000 лет (без учета периодов покоя).

<u>Определение палеонапряжённости</u> В лабораторию древнего геомагнитного поля ГО «Борок» была передана коллекция образцов из потоков Онкучакской свиты, по которым уже были получены палеонаправления, т.е. из потоков с хорошей палеомагнитной записью. Наша задача состояла в том, чтобы на исследуемом объекте проследить поведение палеонапряжённости. Всего было получено больше 100 образцов из 26 потоков. Все образцы участвовали в полном комплексе экспериментов, который проводится в лаборатории при решении этой задачи, его подробное описание дано в статьях [1, 2]. Изучались магнитные свойства пород, их устойчивость в процессе нагревов, исследовалась доменная структура образцов.

По магнитным свойствам изученные образцы распадаются на две группы. Основная часть образцов имеют низкие температуры Кюри – (350-400) °С (Рис.1а). При нагревах до более высоких температур в этих породах происходят

химические изменения: появляются новые ферримагнетики с более высокой температурой Кюри  $T_c$ , при этом  $M_s$  растёт по величине. Очевидно, при определении палеонапряжённости на этих образцах необходимо соблюдать осторожность и использовать только низкотемпературный интервал. 5 образцов (№№ 199, 201, 202, 203, 205) потока 21-1 стоят особняком: по форме кривые  $M_{si}(T)$  выпуклые, мало меняются от нагрева к нагреву вплоть до 500 °C,  $T_c \sim 560-570$  °C, т.е. близка к магнетитовой (рис. 16).



Рис. 1. Термокривые  $M_s(T)$  (а, б), диаграммы Араи-Нагата и Зийдервилда (в, г).

Характеристические параметры пород  $M_{\rm rs}/M_{\rm s}$ ,  $H_{\rm cr}/H_{\rm c}$  меняются в пределах (0.11-0.47) и (1.4-2.68), соответственно, что указывает на смесь одно- и псевдооднодоменных размеров зёрен – носителей ЕОН.

Определения Н_{др} делались по методу Телье-Коэ с обязательным выполнением проверочных нагревов ("check-points") через каждые два температурных шага. Примеры типичных диаграмм Араи-Нагата и диаграмм Зийдервельда, построенных по данным процедуры Телье, показаны на рис. 1в и 1г. Для повышения статистики в опытах использовались несколько кубиков, выпиленных из одного штуфа, данные по ним рассматриваются как независимые. Нагревы проводились в маленькой печи и на трёхкомпонентном термомагнитометре. Анализ показал, что данные для образцов одного номера с двух разных приборов близки по величине.

Удовлетворительные определения  $H_{\rm дp}$  получены на 84 образцах (с учётом дублей – больше 100) из 25 разных потоков. Результаты представлены на Рис. 2. Слева, на Рис.2а, дан разрез Онкучакской свиты, по вертикали отложены номера потоков. Тёмные и светлые полосы соответствуют пульсам и единичным направлениям, выделенным согласно палеомагнитным исследованиям [6]. По горизонтали откладывается величина  $H_{\rm дp}$ . Точками показаны значения  $H_{\rm дp}$ , полученные по образцам из данного потока. Красный кружок и горизонтальный отрезок обозначают, соответственно, среднее значение  $H_{\rm дp}$  для потока и его разброс по потоку, числа справа показывают среднее значение  $H_{\rm дp}$ , посчитанное для пульса или единичного направления.

Далее для пульсов и единичных направлений были рассчитаны средние значения виртуального дипольного момента (VDM), для этого использовались средние значения палеонаклонений, полученные в работе [6]. На Рис. 26 показано изменение VDM от пульса к пульсу или к единичному направлению, по вертикали указываются номера пульсов согласно статье [6].



Рис. 2. Пояснения см. в тексте.

<u>Обсуждение результатов</u> Прежде всего, обращает на себя внимание разброс значений Н_{др} от потока к потоку, т.е. даже внутри отдельного пульса. Для того, чтобы понять причины этого явления, необходимо вначале провести более жёсткую селекцию данных (опираясь только на наиболее надёжные из них с точки зрения качества диаграмм Араи-Нагата).

Тем не менее, видно, что основная масса значений  $H_{ap}$  по отдельным потокам и средние значения  $H_{ap}$  как по потокам, так и по пульсам заметно ниже современной величины поля в точке отбора, равной приблизительно 50 мкТ. То же самое относится и к посчитанным средним значениям VDM для пульсов и отдельных лавовых потоков, которые меняются в пределах  $(1-5)*10^{22}$  Am², что почти в два и более раз меньше современного значения VDM_c= $8*10^{22}$  Am². Этот результат вполне согласуется с данными, полученными ранее по породам Норильской трапповой провинции, а именно, что величина геомагнитного поля на границе пермь – триас была заметно ниже современной [3, 4, 5].

Видно также, что прослеживается определённая последовательность в изменении средних значений  $H_{ap}$  и VDM по разрезу Онкучакской свиты: в потоках 17-27, которые разнесены по палеонаправлениям на три пульса P12, P13 и P14, значения этих параметров заметно ниже (почти в два раза) по отношению к потокам 28-40 (пульсы 15 и 16). Примечательно, что внутри пульса P12 имеется большой выброс величины палеополя  $H_{ap} > 100$  мкT, определённого по потоку 21-1 (Рис. 2а). Ввиду столь большого различия этой величины с данными по другим потокам из этого пульса, мы не включили её в расчёт средней величины  $H_{ap}$  по пульсу. Тем не менее, можно сделать осторожный вывод о том, что вариации величины поля и его палеонаправлений происходят несогласованно, и близкие значения  $H_{ap}$  могут сохраняться в течение нескольких пульсов. С другой стороны, величина палеополя может быть подвержена изменениям уже в пределах одного пульса.

В заключение следует сказать, что нам предстоит провести аналогичные исследования пород Дельканской и др. свит сибирских трапповых провинций. При условии хорошей сохранности в них первичной намагниченности, это даст возможность получить большой статистический материал о поведении палеополя на границе пермь-триас и более надёжно оценить вариации палеонаправлений и палеонапряжённости.

Работа выполняется при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00-557а.

- 1. Щербакова В.В., Щербаков В.П., Бретитейн Ю.С., Жидков Г.В. Палеонапряженность и палеонаправление геомагнитного поля в среднем миоцене по позднекайнозойским вулканитам Приморья // Физика Земли. 2010. № 12. С. 19-36.
- Щербакова В.В., Коваленко Д.В., Щербаков В.П., Жидков Г.В. Палеонапряженность геомагнитного поля в мелу (по меловым породам Монголии) // Физика Земли. 2011. № 9. С. 31-47.
- 3. Солодовников Г.М. Палеонапряженность геомагнитного поля в раннем триасе // Физика Земли. 1994. № 9. С. 72-79.
- 4. Heunemann, C., Krása, D., Gurevitch, E. L., Soffel, H. C. and Bachtadse, V. 2004. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian Trap Basalts, Russia // Earth Planet. Sci. Lett., 218(1-2), pp. 197-213.
- 5. Щербакова В.В., Щербаков В.П., Водовозов В.В., Сычева Н.К. Палеонапряженность на границе пермь-триас и в поздней перми // Физика Земли. 2005. № 11. С. 79-94.

 Павлов В.Э., Флуто Ф., Веселовский Р.В., Фетисова А.М., Латышев А.В. Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинций //Физика Земли. 2011. №5. С. 35-50.

# ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО САЯМ ХОДЖАКУРГАН, ЗИНЗИЛЬБАН И ОБИСАФИТ КИТАБСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ЗАПОВЕДНИКА

С.А. Эгамбердиев¹, А.Г. Стельмах², У.Д. Рахмонов³

¹Институт сейсмологии АН РУз, Ташкент, Узбекистан ²Национальный университет Узбекистана, Ташкент (stelmakhag@rambler.ru) ³Китабский государственный геологический заповедник, Китаб, Узбекистан

В настоящее время по условиям Международного стратиграфического комитета разрезы, где установлены международные эталоны границ ярусов, должны быть обоснованы не только на палеонтологической основе, но и на основе палеомагнитных исследований. Однако, палеомагнитные данные раннего-среднего палеозоя имеют ряд особенностей, требующих объяснения, например, два положения палеополюсов, определенных по девонским породам.

Для детального решения проблем девонского магнитного поля необходимо накопление новых палеомагнитных данных на основе изучения надежных стратифицированных осадочных образований. В этом плане очень полезны разрезы Китабского государственного геологического заповедника (КГГЗ), которые имеют весьма полные стратотипические толщи девона. Палеомагнитная информация, полученная по этим разрезам, может стать веским аргументом в дискуссии о перемагниченности девонских пород и истинном положении девонского полюса, что крайне необходимо как для характеристики геомагнитного поля в девоне, так и для геодинамических реконструкций.

Девонские отложения широко распространены на территории КГГЗ и представлены карбонатными, кремнисто-карбонатными и карбонатно-терригеннокремнистыми образованиями. Соотношение указанных отложений между собой носит весьма сложный характер с фациально скользящими в пространстве и во времени границами. Для отдельных разрезов созданы детальные стратиграфические схемы с зонами по разным группам организмов, горизонтами и слоями, а также эти разрезы лежат в основе стратиграфических и корреляционных схем как Узбекистана, так и других стран. В частности, на территории КГГЗ для отложений девона установлен Международный стратотип ярусной границы прагиен-эмс. Вместе с тем вопросы магнитостратиграфии девона КГГЗ остаются актуальными. Несмотря на многолетние биостратиграфические исследования сведения о естественной остаточной намагниченности отложений девона крайне ограничены и являются, в основном, двадцати-тридцатилетней давности [1].

Палеомагнитные исследования нами были проведены в 2009-2011 гг. с целью определения естественной остаточной намагниченности (In) горных пород девона, отобранных из разрезов по саям Оби-Сафит, Зинзильбан и Ходжа-Курган. Отбор ориентированных штуфов производился по естественным обнажениям, частота отбора зависела от литологического состав девонских пород. Отбору

предшествовало непрерывное измерение магнитной восприимчивости на полевом каппометре КТ-5. Штуфы распиливались на алмазном станке и кубики из штуфа изготовлялись стандартного размера, с ребром в 2.4 см.

Магнитные свойства отобранных образцов определялись на астатическом магнитометре LAM-24 и на полевом каппометре КТ-5. Лабораторные методы определения первичной намагниченности включали в себя следующие виды магнитной чистки: временную, температурную и переменным магнитным полем. При использовании этих методов решалась одна из основных задач палеомагнитологии - выделение компоненты естественной остаточной намагниченности по её стабильности к различным воздействиям [2, 3]. Рассмотрим результаты магнитных чисток пород девона КГГЗ.

Временной чисткой установлено, что образцы девонских отложений обладают заметной магнитной вязкостью. Вязкая компонента намагниченности в среднем составляет 0.2-0.4 In. Изменение направления In после временной чистки незначительное. Исключением являются некоторые образцы (небольшая часть коллекции), намагниченность которых обусловлена гидроокислами железа. У них вязкая компонента составляет 0.5 In и больше, а направление In изменяется после чистки на 30-50°. Отдельные образцы при временной чистке меняют знак намагниченности.

Размагничиванием переменным магнитным полем выявлено, что образцы девонских отложений имеют высокую стабильность к воздействию переменного магнитного поля. В полях с амплитудой до 80·10³ А/м разрушается всего лишь 55-60% In, а направление практически остается неизменным. По результатам этой чистки не удалось построить диаграмму Зийдервельда. Применение комбинированной чистки (двухступенчатое размагничивание) также не дало положительных результатов.

Температурной чисткой девонских пород КГГЗ определено, что данный вид чистки является наиболее эффективным для выделения первичной компоненты естественной остаточной намагниченности этих пород; нестабильные компоненты In разрушаются в интервале температур 100÷300°С, а при более высоких значениях температуры выделяется стабильная компонента. Выделенное температурной чисткой и свободное от нестабильных компонент направление In образцов принято за направление геомагнитного поля в момент образования этих пород.

Породы девонских отложений КГГЗ характеризуются низкими значениями естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости. Ниже рассмотрим закономерности изменения магнитных свойств пород девона по изученным разрезам (табл. 1).

Палеомагнитный разрез по саю Ходжа-Курган представлен отложениями нижнего и среднего девона в полном объеме. Ходжакурганская свита сложена однородной кремнисто-карбонатной толщей, представленной темными, слоистыми, микритовыми, спаритовыми, турбидитными, часто окремненными известняками, обогащенными глинистым материалом, а также линзовидными прослоями и желваками темных кремнистых пород [4]. Естественная остаточная намагниченность пород по всему разрезу изменяется от 0.07 до 3.51·10⁻³ A/м; для новихушских слоев I_{ncp}=0.09·10⁻³ A/м, для обисафитских слоев I_{ncp}=0.29·10⁻³ A/м,

для джаусских слоев  $I_{ncp}$ =1.28·10⁻³ А/м и для норбонакских слоев  $I_{ncp}$ =0.44·10⁻³ А/м (табл.1).

Объ- Свита екты иссле-		Горизонт	Слои	Тип пород	Естественная остаточная на- магниченность In·10 ⁻³ A/м	
до- ваний					Сред-	Пределы
н		V		M	нее	изменения
омагнитный разрез по саю Ходжакурга	Мадмон- ская	Аукарскии Сангитоварский		массивные светло-се-		
		Г		ковые рифогенные из-	2.57	0.3÷6.1
		Бурсихирманскии		вестняки		
	Ходжакур-ганская	Китабский	Новихушские	Тонкозернистые черные плитчатые известняки	0.09	0.07÷0.12
			Обисафит- ские	Крупноспаритовые кри- ноидные известняки	0.29	0.05÷1.18
			Джаусские	Тонкое переслаивание черных известковистых аргиллитов и плитчатых известняков	1.28	0.30÷3.51
			Норбонакские	Крупноспаритовые кри- ноидные известняки	0.44	0.15÷1.61
Пале			Зинзильбан- ские	Темные, тонкоплитчатые известняки	Закрыты	
Палеомагнитный разрез по саю Зинзильбан	Мадмонская	Хукарский		Массивные, реже раз- нослоистые, светло-	0.35	0.13÷0.95
		Сангитоварский		серые и се- рые,микритовые, мик-	4.57	0.08÷36.2
		Бурсыхирман- ский		ритово-сгустковые ри- фогенные известняки	5.40	2.40÷11.7
	Ходжакур- ганская	Китабский	Норбонакские	Биоспаритовые, толсто- слоистые известняки	0.37	0.08÷1.20
			Зинзильбан- ские	Толстослоистые микри- то-вые и спаритовые известняки	0.60	0.12÷1.29
Палеомагнитный раз- рез по саю Обисафит	Мадмон- ская	Бурсихирманский		Массивные темносерые известняки	0.40	0.07÷1.30
	Купрукская			Черные доломиты и темные доломитовые известняки	7.74	0.41÷16,9

Таблица 1. Магнитные характеристики девонских отложений КГГЗ.

Зинзильбанские слои в сае Ходжа-Курган закрыты и не были изучены. Сравнительно большими значениями In обладают породы джаусских слоев – величина I_n изменяется в пределах (0.30÷3.51) ·10⁻³ А/м.

Мадмонская свита сложена массивными светло-серыми, микритовосгустковыми рифогенными известняками. Их естественная остаточная намагниченность немного больше, чем пород ходжакурганской свиты – величина In изменяется от  $0.3 \cdot 10^{-3}$  А/м до  $6.1 \cdot 10^{-3}$  А/м, при  $I_{ncp}=2.57 \cdot 10^{-3}$  А/м.

Разрез по саю Зинзильбан представлен отложениями лохковского, пражского и нижнего эмского ярусов или верхней части бурсыхирманского, сангитоварского, хукарского и нижней части китабского (зинзильбанские и норбонакские слои) горизонтов. Здесь мадмонская свита сложена массивными, реже разнослоистыми, светло-серыми и серыми, микритовыми, микритово-сгустковыми рифогенными известняками [4]. Величина In этих пород несколько больше чем у пород ходжакурганской свиты и изменяется в широком интервале от 0.08·10⁻³ А/м до 36.2·10⁻³ А/м.

Ходжакурганская свита сложена однородной кремнисто-карбонатной толщей, представленной темными, слоистыми, микритовыми, спаритовыми, турбидитными, часто окремненными известняками, обогащенными глинистым материалом, а также линзовидными прослоями и желваками темных кремнистых пород. Породы норбонакских слоев имеют намагниченность (0.08÷1.20)·10⁻³ А/м, при  $I_{ncp}$ =0.37·10⁻³ А/м, а породы зинзильбанских слоев – (0.12÷1.29) ·10⁻³ А/м,  $I_{ncp}$ =0.6·10⁻³ А/м.

Разрез по саю Обисафит. Здесь палеомагнитному изучению подвергнуты темные доломитовые известняки купрукской свиты верхнего силура и массивные темносерые известняки мадмонской свиты. Породы купрукской свиты имеют относительно высокую намагниченность -  $(0.41 \div 16.9) \cdot 10^{-3}$  А/м, при I_{ncp}=7.74 $\cdot 10^{-3}$  А/м. Магнитные характеристики пород мадмонской свиты изменяется в широких пределах  $(0.07 \div 1.30) \cdot 10^{-3}$  А/м, I_{ncp}=0.40 $\cdot 10^{-3}$  А/м (табл. 1).

На основе сопоставления и корреляции частных разрезов был составлен сводный палеомагнитный разрез девонских отложений Китабского государственного геологического заповедника, который состоит из неравномерно чередующихся 10 зон обратной и прямой полярности, разных по объему.

Работа выполнена в рамках гранта ИТД5-029 прикладных исследований ГКНТ РУз.

- Данукалов Н.Ф., Кондручина Л.С., Черников А.П. Сводный палеомагнитный разрез ордовика, силура и девона района Китабского заповедника (Южный Тянь-Шань) // научный отчет. – Уфа, 1982 г.
- 2. Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмов. Л.: Недра, 1982 г.
- 3. *Петрова Г.Н.* Различные лабораторные методы определения геомагнитной стабильности горных попрод // Изд. Акад. наук, серия геофиз., № 11, 1961г.
- 4. Ёлкин Е.А., Ким А.И., Таленти Дж.А. Девон Китабского государственного геологического заповедника // Путеводитель экскурсии, Новосибирск, Изд-во: СОРАМ, 2008 г.

## ПОЛОЖЕНИЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)

### А.М. Пасенко, Н.В. Лубнина

### МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва (pasenkoal@yandex.ru)

**Введение** На сегодняшний момент нет достаточного числа точных данных о положении Восточно-Европейского кратона (или его отдельных блоков) в палеопротерозое. Поэтому цель данной работы - получить полюс для части В.Е. кратона – Украинского щита в палеопротерозое и реконструировать его положение в момент образования исследуемых нами пород.

Район исследований и его историческое развитие Считается, что в палеопротерозое Восточно-европейский кратон уже сформировался как единое целое, и состоял из трех глобальных блоков: Сарматии, Волго-Уралии и Фенноскандии. По сравнению с Волго-Уралией и Фенноскандией архейские комплексы Сарматии являются более древними. Их основная масса сложена породами палео- и мезоархейскими, в то время как в других частях В.Е. кратона присутствуют породы мезо- неоархейские. В позднем девоне в Сарматии образовался глубинный авлакоген (припятско-днепрово-донецкий), разделивший блок на 2 кристаллических массива - Воронежский и Украинский. В настоящее время морфометрическим выражением украинского кристаллического массива является Украинский щит. В изучаемом нами украинском щите выделяются 6 блоков архейского и палеопротерозойского возраста, соединенных между собой подвижными поясами и шовными зонами. Названия блоков (перечисление блоков с Запада на Восток) : Северо-Западный, Днестрово-Бугский, Росинско-Тикичский, Ингульский, Среднеприднестровский и Приазовский блоки.

Исследования проводились на Ингульском и Северо-Западном блоках. Оба этих блока имеют архейское основание и прорваны плутонами «АМСG» гранитов, возраст которых оценивается как 2.2-2.0 млрд.лет. Позже (1.8-1.7) произошла еще одна тектоническая активизация, проявившаяся в образовании большого числа разломов, и последующего внедрения по ним мафических интрузий. В различных блоках выделяются рои даек разного простирания. Они выявляются как в карьерах, так и при дешифровке АФС. Преимущественно рои имеют северо-западное простирание. Районы работ приурочены именно к месту выхода на поверхность этих интрузий.

Палеомагнитные исследования Коллекция ориентированных образцов для палеомагнитных исследований из дайкового роя Северо-западного блока были отобраны в карьерах: Суслы, Овручском и Выры. Образцы интрузий Ингульского блока были отобраны в карьере Субботцы. Образцы отбирались непосредственно из интрузии, из контактовой зоны и на удалении от контакта из вмещающих пород, для проведения теста контакта. Образцы отбирались как в виде кернов, так и в виде штуфов, которые были распилены на, соответственно, цилиндры и кубики, для каждого образца был основной палеомагнитный образец и дубль. И была произведена температурная чистка образцов в петромагнитной лаборатории МГУ. Для пород, отобранных в Овручском карьере, где вскрыты дайки Северо-Западного блока, в ходе температурной чистки была выделена высокотемпературная компонента намагниченности, из которой были получены средние направления высокотемпературной компоненты намагниченности для дайки и вмещающих пород карьера. Направление намагниченности в дайке - северовосточное, и отрицательное среднее наклонение (D=55.7; I=-25.8; Kg=12.2; <u>a95g=15.3</u>), а в гранитах наблюдается юго-восточное направление намагниченности, при его пологом наклонении (D=118.6; I=11.9; Kg=9.3; <u>a95g=17.5</u>). Обратим внимание на то, что эти направления для собственно интрузива и для вмещающих пород различны, а значит тест контакта положительный, и глобального прогрева этой территории в период после 1.77 не было.

Для образцов пород магматического комплекса карьера Субботца были получены следующие данные. Выделяется 2 компоненты намагниченности, среднетемпературная и высокотемпературная.

И нами были получены средние направления компонент намагниченности для магматического комплекса исследуемого карьера. Здесь для высокотемпературной компоненты вектор намагниченности имеет юго-западное направление при среднем значении наклонения (D=236.0; I=40.6; Kg=26.8; a95g=6.1), а вектор среднетемпературной компоненты намагниченности направлен практически на север, с относительно крутым наклонением (D=5.8; I=54.9; Kg=15.5; a95g=11.4).

В карьере Суслы было обнаружено 2 разноориентированные системы даек. Для каждой из этих систем выделяются разные направления намагниченности. 1ая система даек имеет возраст 2.05 млрд. лет, а вторая 1.77 млрд. лет.

Направление намагниченности в дайках 1ой генерации северо-восточное, при пологом наклонении (<u>D=26.6; I=7.5; Kg=71.4; a95g=14.7</u>).

В дайках 20й генерации вектор направлен на юго-запад с средним значением наклонения (<u>D=220.0; I=30.2; Kg=133.8; a95g=10.7</u>).

Из карьера Выры (Северо-западного блока) были отобраны образцы интрузий. Возраст исследуемых пород датируется, как 2.15 млрд. лет.

Среднее направление высокотемпературных компонент намагниченности магматического комплекса карьера Выры для гранитов – север-северо-восточное направление при пологом наклонении ( $\underline{D=24.1}$ ;  $\underline{I=17.8}$ ;  $\underline{Kg=174.8}$ ;  $\underline{a95g=17.2}$ ), для интрузии – восток-северо-восточное направление при относительно крутом наклонении ( $\underline{D=52.4}$ ;  $\underline{I=50.1}$ ;  $\underline{Kg=11.3}$ ;  $\underline{a95g=18.8}$ ). Отметим сходство направления намагниченности в этих породах с направлением, выделенным нами в образцах из 10го роя даек карьера Суслы.

Для пород с возрастом 1.77 млрд. лет выявляется среднее направление имеющее D=230; I=33.3; K=67.4; a95g=15.1. Направления для пород 2.05 млрд. лет (D=56.2; I=42.7; K=5; a95g=24.2) и 2.15 млрд. лет (D=66.3; I=38.3; K=124.2; a95g=22.6) отличаются от направления для 1.77, но близки меж собой. Значит возможно было в 2.05 (или позже до 1,77 млрд. лет) какое-то перемагничивающее событие.

С полученных нами средних направлений для каждого возраста были рассчитаны полюса, и построена реконструкция положения ВЕ кратона в палеопротерозое, которая представлена на рисунке 2.05 млрд. лет назад ВЕК располагался в северных приэкваториальных широтах на 24-ом градусе. Во время 1.77 млрд. лет ВЕК находился по-прежнему в приэкваториальных широтах, но уже на 18 градусе южной широты.



Рис. 1. Реконструкция положения Сарматии для 2.05 млрд.лет и Сарматии с Фенноскандией для 1.77 млрд. лет. Реконструкция представлена на проекции Галлса.



Среднее направления для пород 1.77 млрд. лет. Карьеры Овруч, Субботцы, Суслы(дайки 2ой генерации)

Рис 2. Полученные средние направления намагниченности для отдельных сайтов, и общие направления для возрастов 1.77, 2.05 и 2.15 млрд. лет.
## <u>Выводы</u>

1) В результате проведенных палеомагнитных исследований магматических комплексов Украинского щита получены палеомагнитные полюсы для двух интервалов времени – 1.77 млрд. лет и 2.05 млрд. лет.

 Сопоставление палеомагнитных полюсов Фенноскандии и Сарматии для 1.77 млрд. лет свидетельствуют о близком со-нахождении этих сегментов Восточно-Европейского кратона в приэкваториальных широтах южного полушария.

3) Полученные данные свидетельствуют, что окончательная коллизия этих двух сегментов уже произошла к моменту 1.77 млрд. лет.

4) Сопоставив положения Сарматии в 2.05 и 1.77 млрд. лет сделаем вывод о том, что за 280 млн. лет этот блок «опустился» на 30 градусов, испытывая одновременное вращение на 58 градусов. (средняя скорость дрейфа при этом составила 2.3 см/год).

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие
Влияние механических напряжений на магнитные свойства системы гетерофазных невзаимодействующих наночастиц
Л.Л. Афремов, Ю.В. Кириенко
Л.Л. Афремов, Ю.В. Кириенко7
Отражение диагенетических и биогенных изменений в магнитных характеристиках зональной железистой конкреции (Южный Вьетнам) Н.С. Бортников, В.М. Новиков, Т.С. Гендлер, Е.А. Жегалло, <u>Г.О. Пилоян</u> , Н.М. Боева10
Ориентация ферромагнитной частицы в случайном поле осадка В.И. Белоконь, В.А. Иванов, К.В. Нефедев, О.И. Дьяченко
Минералогия, U-Pb – геохронология и палеомагнетизм палеозойских липаритов Юго-Западного Приморья Ю.С. Бретишейн, В.А. Цельмович
Напряженность геомагнитного поля в X-I тыс. до н.э. (археомагнитные исследования материала памятника «Казачка») К.С. Бураков, И.Е. Начасова
Свидетельства мезозойской эндогенной активности в северо-восточной части Фенноскандинавского щита по результатам палеомагнитных исследований девонских даек Кольского полуострова <i>P.B. Веселовский, С.Б. Боцюн, А.А. Арзамасцев</i>
Оценка продолжительности формирования интрузивных пермо-триасовых траппов севера Сибирской платформы палеомагнитным методом <i>P.B. Веселовский, К.M. Константинов, А.B. Латышев, А.M. Фетисова</i>
Результаты рекогносцировочного изучения палеомагнетизма дайковых комплексов оазиса Вестфолль (Восточная Антарктида) В Ю. Водовозов. В.М. Петров. Е.В. Михальский. И.А. Каменев. 46
Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона (хребет Удокан): предварительные результаты В.Ю. Водовозов, В.М. Петров, А.Р. Зверев
Магнитостратиграфия меловых отложений юга Западно-Сибирской плиты (по результатам изучения отложений скв. 8) 3.Н. Гнибиденко, Н.К. Лебедева
Влияние марганца на процессы химического намагничивания при изотермическом разложении природных лепидокрокитов С.К. Грибов, А.В. Долотов
Влияние проводящей мантии на наблюдаемые вековые вариации ГМПЗ И.М. Демина, Т.Ю. Королева
Термоэлектричество и магнитное поле Земли <i>А.Г. Зубов</i>

Палеомагнитные полюсы девонских вулканических комплексов Минусинского прогиба А.Ю. Казанский, В.В. Благовидов, Д.В. Метелкин
Палеомагнитные исследования интрузивных тел Качинского поднятия горного Крыма (предварительные результаты) А.А. Корнейко, Р.В. Веселовский
Магнитостратиграфический разрез континентальных олигоцен-неогеновых отложений скв. 8 (юг Западной Сибири) <i>А.В. Левичева</i>
Влияние климата, ледового разноса и морской продуктивности на петромагнитные параметры осадков колонки so201-2-85kl (хребет Ширшова, Берингово море) М.И. Малахов, С.А. Горбаренко, Д. Нюрнберг, Р. Тидеманн, Г.Ю. Малахова, ЯР. Ритдорф, Л. Макс, А.А. Босин
Влияние размера магнитных частиц на запись палеонапряженности геомагнитного поля в донных осадках колонки so201-2-85kl (Берингово море) М.И. Малахов, С.А. Горбаренко, Г.Ю. Малахова, Д. Нюрнберг, Р. Тидеманн, ЯР. Ритдорф, Л. Макс
Вариации относительной палеоинтенсивности геомагнитного поля на границе позднего плейстоцена-голоцена (поздний дриас – бёллинг-аллерёд) М.И. Малахов, С.А. Горбаренко, Г.Ю. Малахова, Д. Нюрнберг, Р. Тидеманн, ЯР. Ритдорф, Л. Макс, А.А. Босин
Петромагнетизм и возраст прослоев тефры из осадков окраинных морей азиатского континента и прилегающей высокоширотной области Тихого океана М.И. Малахов, Г.Ю. Малахова, С.А. Горбаренко, А.Н. Некрасов, А.Н. Деркачев, Д. Нюрнберг, Р. Тидеман, ЯР. Ритдорф, К. ван ден Богаард
Экскурс «Mono Lake» новые данные по разрезу «Каменушка» (новосибирское Приобье) Г.Г.Матасова, А.Ю.Казанский, И.Д. Зольников, Я.В. Кузьмин
Некоторые петромагнитные и палеомагнитные характеристики неоген- четвертичных образований Армении Д.О. Минасян, А.К. Караханян, А.А. Варданян
Состав, строение, магнитные и термомагнитные свойства вивианита из осадков озера Эльгыгытгын П.С. Минюк, Т.В. Субботникова
Магнитные свойства осадков Курильских озер как показатели условий осадконакопления П.С. Минюк, А.В. Ложкин, П. Андерсон
Палеомагнетизм фаменских отложений северо-запада главного девонского поля В.А. Михайлова (Томша)
Вариации напряженности геомагнитного поля на Пиренейском полуострове во втором тысячелетии до нашей эры И.Е. Начасова, К.С. Бураков
Магнетизм и палеомагнетизм донных отложений озера Большое Яровое (Алтайский край) Д.К. Нургалиев, Л.Р. Косарева, П.Г. Ясонов

Космическое вещество в осадочных породах: методы обнаружения и некоторые
результаты Д.К. Нургалиев, Д.М. Печерский, П.Г. Ясонов, Д.М. Гильманова
Палеомагнитные данные по среднепалеозойским магматическим комплексамв составе аппаинской и эмяксинской свит Ыггыатинской впадины (Сибирская платформа) С.Ю. Орлов, А.В. Шацилло
Тепловые условия формирования коллизионных гранитоидов в обстановке надвига – численное моделирование
О.И. Парфенюк
Петромагнетизм и состав магнитных минералов метеоритов Д.М. Печерский, Г.П. Марков, В.А. Цельмович
Новые результаты палеомагнитных исследований образцов позднеплейстоценовых отложений разреза Малый Кут
О.В. Пилипенко, В.М. Трубихин
Использование анизотропии различных магнитных параметров для определения направления сноса материала при изучении турбидитных потоков <i>В В Попов А В Журавлев</i> 171
Особенности магнетизма ультрамафитов хребта Пекульней (Чукотка) К.В. Попов, Б.А. Базылев, В.П. Щербаков
Новый взгляд на природу древнейшего геомагнитного поля: гипотеза эродируемого протоядра
Ю.Д. Пушкарев, С.В. Старченко
Палеомагнитная зональность отложений чайской свиты нижнего протерозоя запада Байкало-Патомского нагорья В.П. Родионов, Е.Л. Гуревич
Палеомагнетизм пограничных слоев кембрия и венда запада Патомского нагорья В.П. Родионов, Е.Л. Гуревич
Палеомагнитные исследования четвертичных отложений палеолитических стоянок Михайловское (Ростовская обл.), Бетово и Хотылево (Брянская обл.)
Н.В. Сальная, А.Г. Иосифиди, Л.Б. Вишняцкий, А.Е. Матюхин, А.К. Очередной, Е.К. Воскресенская
Использование безнагревных методов для определения величины древнего геомагнитного поля (на примере импактных пород Карской астроблемы) А.В. Сапожников, Е.А. Драбкина, В.В. Попов, Е.С. Сергиенко, Р.В. Смирнова205
Новые палеомагнитные данные по лессово-почвенной формации Северного Приазовья В.В. Семенов
Новые магнитостратиграфические данные и положение границы Матуяма - Брюнес
в опорном разрезе Белово (Приобское степное плато) Л.Г. Смолянинова, В.С. Зыкина, К.П. Чиркин
Коррекция электромагнитных и тепловых уравнений геодинамо С.В. Старченко

Палеомагнетизм гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и региональное перемагничевание пород Патомской пассивной окраины на рубеже карбона и перми	
И.В. Федюкин, А.В. Шацилло	227
Магнитостратиграфия пермо-триасовых траппов Маймеча-Котуйского района А.М. Фетисова, В.Э. Павлов, Р.В. Веселовский, А.В. Латышев	234
Математические модели вековых вариаций магнитного поля Земли <i>А.В.Хохлов</i>	241
Пятидесятилетие палеомагнитных исследований пермских отложений Донбасса достоверность результатов А.Н. Храмов, А.Г. Иосифиди, В.В. Попов	243
Самородные металлы в метеоритах и осадочных породах В.А. Цельмович	247
Презентация первого тома 3-го издания «Геологического словаря» В.С. Цирель	254
Пермская динамика Сибирской платформы: роль в структурообразующих процессах палеозойских складчатых поясов Северной Евразии <i>А.В. Шацилло</i>	259
Температуры Кюри и распределение намагниченности в ферромагнитных наночастицах В.П. Щербаков, Н.К. Сычева	265
Об оценке вариаций палеонапряжённости по Сибирским траппам Маймеча- Котуйской провинции (предварительный анализ результатов) В.В. Щербакова, Г.В. Жидков, А.В. Латышев, Ю.К. Виноградов	274
Палеомагнетизм девонских отложений по саям Ходжакурган, Зинзильбан и Обисафит Китабского государственного геологического заповедника С.А. Эгамбердиев, А.Г. Стельмах, У.Д. Рахмонов	280
Положение Украинского щита в палеопротерозое по палеомагнитным данным (предварительные результаты) <i>А.М. Пасенко, Н.В. Лубнина</i>	284