

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И МАГНЕТИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД

***Материалы международного семинара
по проблемам палеомагнетизма
и магнетизма горных пород***

***20 – 24 сентября 2010 г.
Санкт-Петербург, Петродворец***

*Научный совет
по геомагнетизму РАН,
Институт Физики Земли РАН,
Санкт-Петербургский
Государственный Университет*

**Палеомагнетизм
и магнетизм
горных пород**
теория, практика, эксперимент

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

*Санкт-Петербург, Петродворец
20 – 24 сентября 2010 г.*

Проведение международной школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород и издание материалов осуществлено при финансовой поддержке Президиума РАН и Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант № 10-05-0690).

ISBN 978-5-98340-245-4

Санкт-Петербург, 20–24 сентября 2010 г.

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

© Учреждение Российской академии наук Институт физики Земли
им. О.Ю.Шмидта РАН.

© Санкт-Петербургский Государственный Университет.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Международная школа семинар по проблемам «Палеомагнетизма и магнетизма горных пород» под эгидой Научного совета по геомагнетизму при Президиуме АН СССР и при финансовой поддержке Президиума РАН и Российского фонда фундаментальных исследований проводится ежегодно, с небольшими перерывами, уже с 1979 года. За редкими исключениями, семинар проводится на базе Геофизической обсерватории «Борок», и только что прошедший 23-й семинар, как раз и относится к такого рода исключению, поскольку он проводился с 20 по 24 сентября 2010 года в рамках Международной конференции «Геокосмос» на базе Санкт-петербургского государственного университета. В работе семинара приняло участие более 80 человек из 20 организаций (Институтов РАН, Университетов и др. организаций) 14 городов России и стран СНГ. Тематика семинара охватывала практически все аспекты геомагнетизма, относящиеся к постоянному магнитному полю: проблемы генерации главного геомагнитного поля, археомагнитные исследования, вековые вариации, определение палеонапряжённости, организация баз данных, палеоклиматические реконструкции, палеомагнетизм и тектоника, магнитостратиграфия, магнетизм горных пород.

Приглашенные и пленарные доклады были выполнены на высоком научном уровне и носили характер обзора современного состояния обсуждавшейся проблематики, что необходимо для подготовки нового поколения научных кадров. Читатель данного сборника может сам об этом судить по представленным материалам семинара.

В докладах, прозвучавших на семинаре, были представлены очень важные и современные результаты анализов, свидетельствующие о случайном характере распределения инверсий и вариаций геомагнитного поля, об отсутствии заметного влияния изменений геомагнитного поля на развитие живых организмов, о корреляции изменения магнитных свойств горных пород и палеомагнитных данных, об обоснованности и надёжности корреляций климата и изменений магнитного поля Земли. Все эти вопросы находятся на острие научных дискуссий мирового сообщества и, несомненно, являются новыми. Представлены новые теоретические модели, приближающие нас к созданию теории геодинамо и временной эволюции геомагнитного поля. Несомненный интерес представляют новые результаты о миграции виртуального геомагнитного полюса некоторых кротонов Сибирской платформы в палеопротерозое, о напряжённости поля в различные интервалы палеозоя, новые магнитостратиграфические данные и т.д.

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

МАГНИТНОЕ И КОНЦЕНТРАЦИОННОЕ УПОРЯДОЧЕНИЕ В ЧАСТИЦАХ КОНЕЧНЫХ РАЗМЕРОВ

Л.Л. Афремов (afremovl@mail.dvgu.ru), Ю.В. Кириенко, Т.Н. Гнетицкая

Физический ф-т ДВФУ, Владивосток

В рамках модели Изинга, в приближении случайного поля взаимодействия проведен анализ влияния размеров наночастиц либо толщины ультратонкой пленки на процесс упорядочения в разбавленных магнетиках. Полученные зависимости критической температуры магнитного и концентрационного фазовых переходов от размеров согласуются с результатами эксперимента.

Влияние поверхности ограничивающей наночастицу на ее магнитные свойства должно проявиться в случае соизмеримости либо превышения числа поверхностных атомов над половиной от полного числа атомов в частице (см., например, [1]). Другой характеристикой, позволяющей оценить малость частиц, может служить длина спин-спиновой корреляции ξ , используемая при описании спиновых флуктуаций в окрестности критической температуры. В случае, когда размеры частицы меньше, чем корреляционная длина, физические границы, фактически ограничивая ξ , влияют на магнитные свойства наночастицы. В таких, малых, частицах проявляются размерные эффекты, которые находят отражение в зависимости параметра порядка, критической температуры магнитного и критической точки концентрационного фазового переходов от размеров наночастицы.

Так, например, в работах [2; 3] представлены измерения зависимости удельного магнитного момента $\langle m \rangle$ от количества атомов в наночастицах железа, никеля и кобальта; показано, что по мере уменьшения числа атомов удельный магнитный момент возрастает; в то время как намагниченность насыщения наночастиц $\alpha - Fe$ с размерами 7 нм значительно меньше, чем у массивного образца [4]. Зависимость удельного магнитного момента от количества атомов у частиц редкоземельных элементов, в отличие от наночастиц 3d-металлов, имеет обратный ход: момент падает с уменьшением числа атомов [2; 5].

Наряду с изменением параметра порядка с падением числа атомов в наночастице может уменьшаться и температура фазового перехода (см., например, [6]). Одной из причин такого изменения критической температуры может служить уменьшение (по сравнению с «массивными» частицами) числа ближайших соседей, а следовательно, и ослабление взаимодействия между спиновыми магнитными моментами.

В данной работе нами предпринята попытка оценки влияния конечности размеров наночастиц разбавленного магнетика на магнитные и концентрационные фазовые переходы. Для решения этой задачи воспользуемся следующей моделью:

Модель

• N^3 «магнитных» атомов с вероятностью $p = N^3/N_0^3$ распределены по N_0^3 узлам простой кубической решетки, где N_0 число атомов на ребре наночастицы кубической формы;

• поля взаимодействия h между спиновыми магнитными моментами частиц распределены случайным образом, причем взаимодействие реализуется лишь между ближайшими соседями;

• спиновые магнитные моменты ориентированы вдоль оси, параллельной ребру куба (приближение модели Изинга).

Согласно [7] функция распределения случайных полей взаимодействия h на частице находящейся в начале координат определяется следующим образом:

$$W(H) = \int \delta \left(H - \sum_k h_k(\mathbf{r}_k, \mathbf{m}_k) \prod_k F(\mathbf{m}_k) \delta(\mathbf{r}_k - \mathbf{r}_{k0}) \right) d\mathbf{r}_k d\mathbf{m}_k, \quad (1)$$

где $\delta(x - x_0)$ – дельта-функция Дирака, $h_k = h_k(\mathbf{m}_k, \mathbf{r}_k)$ – поле, создаваемое атомами с магнитными моментами $\mathbf{m}_k$, расположенными в точках с координатами $\mathbf{r}_k$, $\mathbf{r}_{k0}$ – координаты узлов решетки, $F(\mathbf{m}_k)$ – функция распределения по магнитным моментам, которая в приближении модели Изинга для ферромагнетика может быть представлена следующим образом:

$$F(\mathbf{m}_k) = (\alpha_k \delta(\theta_k) + \beta_k \delta(\theta_k - \pi))((1-p)\delta(m_k) + p_k \delta(m_k - m_0)). \quad (2)$$

Здесь θ_k – угол между $\mathbf{m}_k$ и осью Oz , α_k и β_k – относительные вероятности ориентации спина по ($\theta_k = 0$) и против ($\theta_k = \pi$) оси Oz соответственно, m_0 – магнитный момент атома. В приближении ближайших соседей и прямого обменного взаимодействия между «магнитными» атомами выражение (1) можно привести к виду:

$$W_j(H) = \sum_{n=0}^z p^{z-n} (1-p)^n \sum_{v=1}^{C_z^{z-n}} \sum_{l_v \in L(C_z^n(k_j))}^{2^n} \omega_{l_v} \delta(h - M_{l_v} J), \quad (3)$$

где k_j – множество ближайших соседей магнитного атома с номером j , $z = \dim k_j$ — его координационное число; $C_z^n(k_j)$ — подмножество n атомов из полного числа атомов z ближайших соседей j -го атома; $L(\Omega)$ – множество двоичных перестановок элементов произвольного множества Ω с количеством элементов, равным $2^{\dim \Omega}$. Вводя обозначение $\alpha_{-n} \equiv 1 - \alpha_n$, получаем $\omega_{l_j} = \prod_{v=1}^z \alpha_{\pm l_v}$ и $M_{l_j} = \sum_{n \in k_j} \pm m_n = m_0 \sum_{n \in k_j} \pm [2\alpha_n - 1]$. Наконец, через J

обозначена константа обменного взаимодействия. Воспользовавшись выражением для функции распределения полей взаимодействия (3), нетрудно получить уравнения, определяющие средние относительные магнитные моменты на каждом узле решетки:

$$\begin{aligned} \langle \mu_j \rangle &= \int \tanh\left(\frac{m_j H}{k_B T}\right) W_j(H) dH = \\ &= \sum_{n=0}^z p^{z-n} (1-p)^n \sum_{v=1}^{C_n^{z-n}} \sum_{l_v \in L(C_n^{z-n}(k_j))}^{2^n} \omega_{l_v} \tanh\left(\frac{M_{l_v} J}{k_B T}\right). \end{aligned} \quad (4)$$

Соотношение (4) позволяет исследовать зависимость магнитного момента системы $M = \sum_{j=1}^{N^3} \langle \mu_j \rangle$ от размеров наночастицы, температуры и концентрации p , а также определить зависимость температуры фазового перехода и порога протекания от размеров наночастиц.

Наночастицы конечных размеров

Уменьшение размеров наночастицы, также как уменьшение толщины в ультратонких пленках, приводит к усилению роли поверхности, что выражается в уменьшении числа ближайших соседей и, следовательно, к падению температуры фазового перехода (**Рис. 1**). Понижение концентрации магнитных атомов приводит к уменьшению не только удельного магнитного момента, но и критической температуры. Отметим, что в наночастице, все узлы кристаллической решетки которой заполнены «магнитными» атомами, относительное изменение температуры Кюри с увеличением ее размера, измеряемого количеством атомов на ребре N_0 (**Рис. 2**), неплохо описывается линейной функцией от $1/N_0$:

$$\epsilon(N_0) = \frac{T_C(N_0 \rightarrow \infty) - T_C(N_0)}{T_C(N_0 \rightarrow \infty)} = \frac{c_0}{N_0} \quad (5),$$

что согласуется результатами эксперимента [6]. Здесь $T_C(N_0 \rightarrow \infty)$ – температура Кюри «массивной» частицы.

Зависимость температуры Кюри T_C от размера частицы (числа атомов на ребре) представлена на **Рис. 3**. Падение T_C связано как с уменьшением концентрации «магнитных» атомов, так и ослаблением взаимодействия (уменьшением числа ближайших «магнитных» соседей).

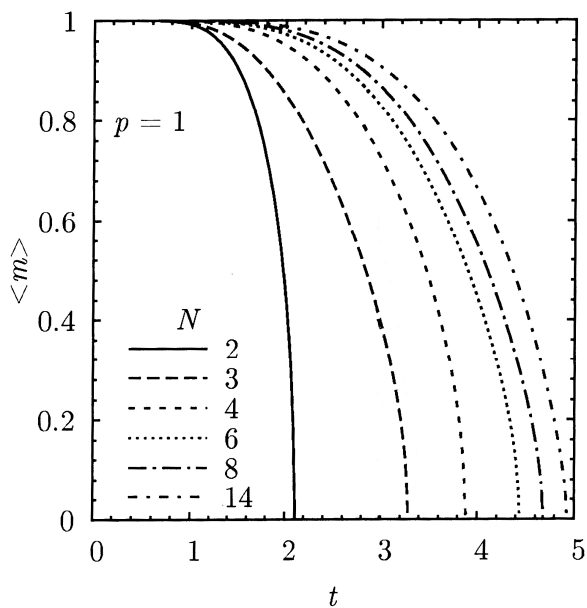
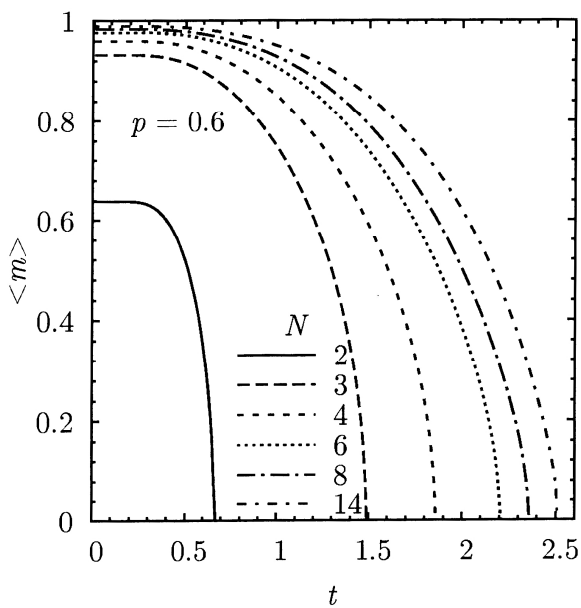


Рис. 1.
Зависимость
удельного магнит-
ного момента на-
ночастиц разного
размера от приве-
денной температу-
ры t и concentra-
ции «магнитных»
атомов p .



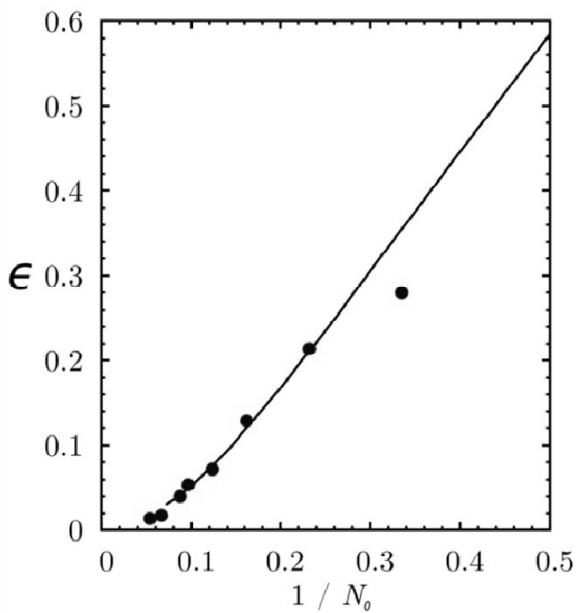


Рис. 2.

Зависимость относительного изменения температуры Кюри от обратного размера наночастицы, измеряемого количеством атомов на ребре.

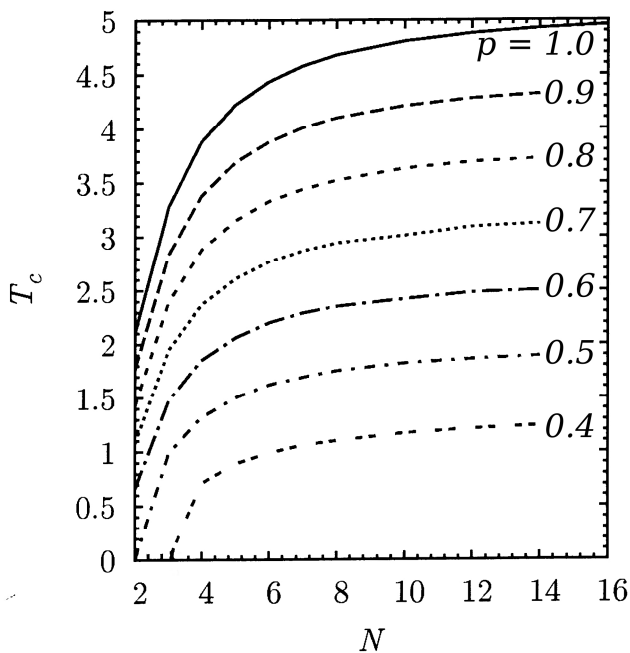


Рис. 3.

Зависимость максимальной температуры Кюри от числа атомов на ребре при различной концентрации «магнитных» атомов p .

Уменьшение концентрации «магнитных» атомов p , и, следовательно, взаимодействия между ними приводит при достижении критической концентрации p_c к потере упорядочения – концентрационному фазовому переходу (Рис. 4). Нетрудно заметить, что кривая $p_c = p_c(N)$ асимптотически стремится к $p_c(N \rightarrow \infty) = 0,31$ [8; 9], порогу протекания простой кубической решетки с шестью соседями.

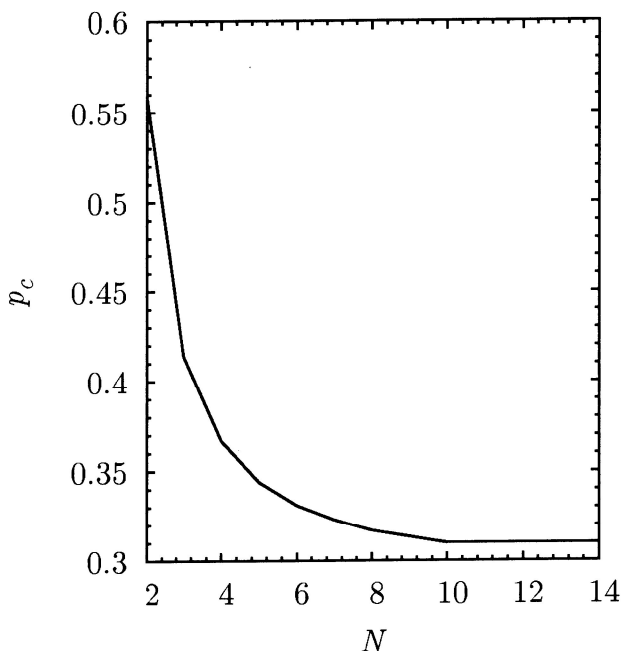


Рис. 4. Зависимость критической концентрации p_c от размеров наночастицы.

Резюмируя результаты данной работы, отметим, что предлагаемая модель случайно взаимодействующих атомных магнитных моментов позволила провести анализ влияния поверхности ограничивающей наночастицу на процесс упорядочения в разбавленных магнетиках.

1. Губин С.П. Рос. хим. журн., XLIV (6), 23 (2000).
2. Billas I.M.L., Châtelain A., Heer W.A. de. J. Magn. Magn. Mater. 168 64 (1997).
3. Billas I.M.L., Châtelain A., Heer W.A. de. Surface Rev. Lett., 3, 429 (116).
4. Bentivegna F., Ferre J., Nyvliit M., Jamet J.P., Imhoff D., Canva M., Brun A., Veillet P., Visnovsky S., Chaput F., Boilot J.P. J. Appl. Phys., 83, 7776 (1998).
5. Douglass D.C., Bucher J.P., Haynes D.B., Bloomfield L.A. Physics and Chemistry of Finite Systems: from Cluster to Crystals. Vol.1. Kluwer Academic, Amsterdam, 1992, p. 759.
6. Николаев В.И., Штилин А.М. ФТТ, 45, 6, 2003, с. 1029 – 1030.
7. Белоконь В.И., Нефедев К.В. ЖЭТФ, Т.120, вып.1(7), 2001, с.156.
8. Stauffer D. & Aharony A. Introduction to Percolation Theory, Taylor and Fransis, London, 1994.
9. Эфрос А.Л. Физика и геометрия беспорядка. – М.: Наука, 1982.

ВЛИЯНИЕ МЕХАНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ НА МАГНИТНЫЕ СОСТОЯНИЯ СУПЕРПАРАМАГНИТНЫХ ДВУХФАЗНЫХ ЧАСТИЦ

Л.Л. Афремов (*afremovl@mail.dvgu.ru*), Ю.В. Кириенко, Т.Н. Гнетицкая

Физический ф-т ДВФУ, Владивосток

В рамках модели двухфазных многоосных частиц определены четыре магнитных состояния и зависимость критических полей перемагничивания фаз от механических напряжений. Сформулирована система уравнений, позволяющая построить распределение магнитных моментов ансамбля суперпарамагнитных двухфазных частиц по каждому из определенных выше четырех состояний. Полученные соотношения могут быть использованы для анализа влияния механических напряжений на магнитные состояния системы суперпарамагнитных двухфазных частиц.

Известно, что уменьшение размеров частиц приводит к усилению химической активности магнитного материала. Такое повышение химической активности позволяет предполагать, что малые частицы являются скорее гетерофазными, нежели гомогенными. Причем, образование соседствующих магнитных фаз может быть обусловлено процессами окисления либо распада твердого раствора (см., например, [1–5]), протекающими в магнитоупорядоченном зерне. Достаточно подробное теоретическое исследование магнитных состояний и процессов намагничивания системы одноосных частиц представлено в работах [6–9]. В данной работе нами предпринята попытка расширения модели [7] на многоосные двухфазные частицы и исследования влияния механических напряжений на магнитные состояния таких частиц.

Описание модели

1. Пусть зерно имеющее форму параллелепипеда с основанием a^2 (в плоскости xOy) и высотой qa (вдоль оси Oz) представлено двумя соседствующими однородно намагниченными ферромагнитными фазами размерами вдоль короткой оси εa и $(1 - \varepsilon)a$ соответственно.

2. Будем считать, что векторы спонтанной намагниченности фаз $I_s^{(1)}$ и $I_s^{(2)}$ расположены в плоскости одной из граней (плоскости xOz), а оси кристаллографической анизотропии $\langle k_A \rangle^{(1)}$ и $\langle k_A \rangle^{(2)}$ обоих многоосных ферромагнетиков параллельны ребру, принадлежащему выбранной грани (оси Oz).

3. Внешнее магнитное поле H и механические напряжения σ приложены вдоль оси Oz .

Воспользуемся выражением для плотности энергии зерна включающей:

- плотность энергии кристаллографической анизотропии кристалла кубической симметрии, которая согласно [10] в зависимости от знака константы анизотропии имеет следующий вид:

$$E_A = \begin{cases} \frac{1}{4} k_{A1}^{(1)} (I_s^{(1)})^2 (1 - \varepsilon) \sin^2 2\vartheta^{(1)} + \frac{1}{4} k_{A1}^{(2)} (I_s^{(2)})^2 \varepsilon \sin^2 2\vartheta^{(2)}, \\ k_{A1}^{(1)} > 0, \quad k_{A1}^{(2)} > 0, \\ \frac{1}{54} k_{A2}^{(1)} (I_s^{(1)})^2 (1 - \varepsilon) \sin^2 \vartheta^{(1)} (1 + 2 \cos 2\vartheta^{(1)})^2 + \\ \frac{1}{54} k_{A2}^{(2)} (I_s^{(2)})^2 \varepsilon \sin^2 \vartheta^{(2)} (1 + 2 \cos 2\vartheta^{(2)})^2, \\ k_{A1}^{(1)} < 0, \quad k_{A1}^{(2)} < 0, \\ \frac{1}{4} k_{A1}^{(1)} (I_s^{(1)})^2 (1 - \varepsilon) \sin^2 2\vartheta^{(1)} + \frac{1}{54} k_{A2}^{(2)} (I_s^{(2)})^2 \varepsilon \sin^2 \vartheta^{(2)} (1 + 2 \cos 2\vartheta^{(2)})^2, \\ k_{A1}^{(1)} > 0, \quad k_{A1}^{(2)} < 0, \\ \frac{1}{54} k_{A2}^{(1)} (I_s^{(1)})^2 (1 - \varepsilon) \sin^2 \vartheta^{(1)} (1 + 2 \cos 2\vartheta^{(1)})^2 + \frac{1}{4} k_{A1}^{(2)} (I_s^{(2)})^2 \varepsilon \sin^2 2\vartheta^{(2)}, \\ k_{A1}^{(1)} < 0, \quad k_{A1}^{(2)} > 0, \end{cases} \quad (1)$$

- плотность энергии зерна в поле механических напряжений,

$$E_\sigma = \frac{1}{2} (I_s^{(1)})^2 (1 - \varepsilon) \Lambda^{(1)} \sigma \sin^2 \vartheta^{(1)} + \frac{1}{2} (I_s^{(2)})^2 \varepsilon \Lambda^{(2)} \sigma \sin^2 \vartheta^{(2)}, \quad (2)$$

- плотность энергии магнитостатического взаимодействия,

$$E_m = N_{11} (I_s^{(1)})^2 \sin^2 \vartheta^{(1)} + N_{22} (I_s^{(2)})^2 \sin^2 \vartheta^{(2)} + \\ + N_{12} I_s^{(1)} I_s^{(2)} \sin \vartheta^{(1)} \sin \vartheta^{(2)} + N_{21} I_s^{(1)} I_s^{(2)} \cos \vartheta^{(1)} \cos \vartheta^{(2)}, \quad (3)$$

- плотность энергии межфазного обменного взаимодействия, которую, согласно [6], можно представить следующим образом:

$$E_{ex} = -\frac{2A_{in}}{\delta a} \cos(\vartheta^{(1)} - \vartheta^{(2)}), \quad (4)$$

- и плотность энергии магнитного момента зерна во внешнем магнитном поле

$$E_H = -H [I_s^{(1)} (1 - \varepsilon) \cos \vartheta^{(1)} + I_s^{(2)} \varepsilon \cos \vartheta^{(2)}]. \quad (5)$$

В соотношениях (1) – (5) величины $(1 - \varepsilon)$ и ε – относительные объемы фаз, $k_{A1}^{(1,2)}$ и $k_{A2}^{(1,2)}$ – безразмерные константы кристаллографической анизотропии первого или второго порядка 1-й либо 2-й фазы соответственно, $\Lambda^{(1,2)} = 3\lambda_{100}^{(1,2)} / (I_s^{(1,2)})^2$ при $k_{A1}^{(1,2)} > 0$ и $\Lambda^{(1,2)} = 3\lambda_{111}^{(1,2)} / (I_s^{(1,2)})^2$ при $k_{A1}^{(1,2)} < 0$, $\lambda_{100}^{(1,2)}$ и $\lambda_{111}^{(1,2)}$ – константы магнитострикции фаз, $N_{ik} = N_{ik}(q, \varepsilon)$ – размагничивающие коэффициенты, которые определяются вытянутостью q и относительными размерами фаз (см. Приложение в [9]), A_{in} – константа межфазного обменного взаимодействия, δ – ширина переходной области, имеющая порядок постоянной решетки a .

Равновесные состояния частицы, находящейся в поле механических напряжений

Минимизируя плотность энергии $E = E_A + E_\sigma + E_m + E_{ex} + E_H$ по $\vartheta^{(1)}$ и $\vartheta^{(2)}$, в зависимости от знака констант кристаллографической анизотропии можно получить четыре системы уравнений, определяющих равновесные состояния магнитного момента зерна.

При $k_{A1}^{(1)} > 0$, $k_{A1}^{(2)} > 0$:

$$\begin{cases} k_{A1}^{(1)}(1 - \varepsilon) \sin 2\vartheta^{(1)} \cos 2\vartheta^{(1)} + [2N_{11} + \Lambda^{(1)}\sigma(1 - \varepsilon)] \sin \vartheta^{(1)} \cos \vartheta^{(1)} + \\ + jN_{12}^* \sin \vartheta^{(2)} \cos \vartheta^{(1)} - jN_{21}^* \sin \vartheta^{(1)} \cos \vartheta^{(2)} + \frac{H}{I_s^{(1)}}(1 - \varepsilon) \sin \vartheta^{(1)} = 0, \\ \\ jk_{A1}^{(2)} \varepsilon \sin 2\vartheta^{(2)} \cos 2\vartheta^{(2)} + j[2N_{22} + \Lambda^{(2)}\sigma \varepsilon] \sin \vartheta^{(1)} \cos \vartheta^{(1)} + \\ + N_{12}^* \sin \vartheta^{(1)} \cos \vartheta^{(2)} - N_{21}^* \sin \vartheta^{(2)} \cos \vartheta^{(1)} + \frac{H}{I_s^{(1)}} \varepsilon \sin \vartheta^{(2)} = 0 \end{cases}, \quad (6)$$

где $j = I_s^{(2)} / I_s^{(1)}$, $N_{12}^* = N_{12} - A^*$, $N_{21}^* = N_{21} - A^*$, $A^* = 2A_{in}/\delta a I_s^{(1)} I_s^{(2)}$.

В случае $k_{A1}^{(1)} < 0$, $k_{A1}^{(2)} < 0$:

$$\begin{cases} \frac{k_{A2}^{(1)}}{18}(1 - \varepsilon) \sin 2\vartheta^{(1)}(3 - 4 \sin^2 2\vartheta^{(1)}) + [2N_{11} + \Lambda^{(1)}\sigma(1 - \varepsilon)] \sin \vartheta^{(1)} \cos \vartheta^{(1)} + \\ + jN_{12}^* \sin \vartheta^{(2)} \cos \vartheta^{(1)} - jN_{21}^* \sin \vartheta^{(1)} \cos \vartheta^{(2)} + \frac{H}{I_s^{(1)}}(1 - \varepsilon) \sin \vartheta^{(1)} = 0, \\ \\ \frac{k_{A2}^{(2)}}{18} j \varepsilon \sin 2\vartheta^{(2)}(3 - 4 \sin^2 2\vartheta^{(2)}) + j[2N_{22} + \Lambda^{(2)}\sigma \varepsilon] \sin \vartheta^{(1)} \cos \vartheta^{(1)} + \\ + N_{12}^* \sin \vartheta^{(1)} \cos \vartheta^{(2)} - N_{21}^* \sin \vartheta^{(2)} \cos \vartheta^{(1)} + \frac{H}{I_s^{(1)}} \varepsilon \sin \vartheta^{(2)} = 0 \end{cases} \quad (7)$$

Если константа анизотропии одной из фаз отрицательна, то в системе уравнений (6) необходимо заменить уравнение соответствующее этой константе из соотношений (7).

Из систем равновесных уравнений следует, что в отсутствие магнитного поля ($H = 0$) минимуму энергии соответствует параллельная либо антипараллельная ориентация магнитных моментов фаз ($\sin \vartheta^{(1)} = \sin \vartheta^{(2)} = 0$), максимуму – ориентация, удовлетворяющая условию $\cos \vartheta^{(1)} = \cos \vartheta^{(2)} = 0$. Остальные решения не удовлетворяют условию экстремума и могут быть реализованы лишь в модели с перпендикулярным (относительно оси Oz) распределением фаз.

Таким образом, как и в случае одноосной анизотропии (см., например, [9]) в отсутствие внешнего магнитного поля двухфазная частица может находиться в одном из перечисленных ниже состояний:

- в первом «($\uparrow\uparrow$)-состоянии» магнитные моменты обеих фаз параллельны и направлены вдоль оси Oz ;
- во втором «($\uparrow\downarrow$)-состоянии» фазы намагничены антипараллельно, а магнитный момент первой фазы $m^{(1)}$ направлен по оси Oz ;

- третье «($\downarrow\downarrow$)-состояние» отличается от первого антипараллельной относительно оси Oz ориентацией намагниченностей фаз;
- в четвертом «($\downarrow\uparrow$)-состоянии» магнитный момент второй фазы направлен вдоль, а первый – против оси Oz .

Если магнитостатическое взаимодействие между фазами преобладает над обменным $N_{21}^* = N_{21} - A^* > 0$, то первое и третье состояния метастабильны, так как свободная энергия зерна $F = N_{21}^* I_s^{(1)} I_s^{(2)}$ в этих состояниях больше, нежели во втором и четвертом, где $F = -N_{21}^* I_s^{(1)} I_s^{(2)}$. В противном случае ($N_{21}^* < 0$) метастабильны второе и четвертое состояния.

Частицы, помещенные во внешнее магнитное поле, антипараллельное магнитным, моментам фаз, находятся в метастабильном состоянии. При достижении внешнего поля H некоторого критического значения ($H = H_c$) метастабильное состояние исчезает, и магнитный момент фазы переходит в сопряженное устойчивое (основное) состояние. Как показывает анализ решений систем (6) – (9), критическое поле перехода магнитного момента первой фазы ($\mathbf{m}^{(1)}$) из четвертого состояния в первое равно:

$$H_{c1}^{(\downarrow\uparrow \rightarrow \uparrow\uparrow)} = K^{(1)}(\sigma) I_s^{(1)} + \frac{N_{21}^* I_s^{(2)}}{1-\varepsilon}. \quad (8)$$

Соответственно, критическое поле перехода $\mathbf{m}^{(1)}$ из третьего во второе состояние:

$$H_{c1}^{(\downarrow\downarrow \rightarrow \uparrow\downarrow)} = K^{(1)}(\sigma) I_s^{(1)} - \frac{N_{21}^* I_s^{(2)}}{1-\varepsilon}, \quad (9)$$

перехода $\mathbf{m}^{(2)}$ из третьего в четвертое:

$$H_{c2}^{(\downarrow\downarrow \rightarrow \downarrow\uparrow)} = K^{(2)}(\sigma) I_s^{(2)} - \frac{N_{21}^* I_s^{(1)}}{\varepsilon}, \quad (10)$$

перехода $\mathbf{m}^{(2)}$ из второго в первое:

$$H_{c2}^{(\uparrow\downarrow \rightarrow \uparrow\uparrow)} = K^{(2)}(\sigma) I_s^{(2)} + \frac{N_{21}^* I_s^{(1)}}{\varepsilon}, \quad (11)$$

перехода $\mathbf{m}^{(1)} + \mathbf{m}^{(2)}$ из третьего в первое:

$$H_{c3}^{(\downarrow\downarrow \rightarrow \uparrow\uparrow)} = \frac{(1-\varepsilon) K^{(1)}(\sigma) (I_s^{(1)})^2 + \varepsilon K^{(2)}(\sigma) (I_s^{(2)})^2 + 2(N_{12} - N_{21}) I_s^{(1)} I_s^{(2)}}{(1-\varepsilon) I_s^{(1)} + \varepsilon I_s^{(2)}}, \quad (12)$$

перехода $\mathbf{m}^{(1)} - \mathbf{m}^{(2)}$ из четвертого во второе

$$H_{c4}^{(\downarrow\uparrow \rightarrow \uparrow\downarrow)} = \frac{(1-\varepsilon) K^{(1)}(\sigma) (I_s^{(1)})^2 + \varepsilon K^{(2)}(\sigma) (I_s^{(2)})^2 - 2(N_{12} - N_{21}) I_s^{(1)} I_s^{(2)}}{(1-\varepsilon) I_s^{(1)} - \varepsilon I_s^{(2)}}. \quad (13)$$

Здесь

$$K^{(1)}(\sigma) = \begin{cases} k_{A1}^{(1)} + \Lambda^{(1)}\sigma + 2N_{11}/(1-\varepsilon), & k_{A1}^{(1)} > 0, \\ \frac{k_{A2}^{(1)}}{3} + \Lambda^{(1)}\sigma + 2N_{11}/(1-\varepsilon), & k_{A1}^{(1)} < 0 \end{cases},$$

$$K^{(2)}(\sigma) = \begin{cases} k_{A1}^{(2)} + \Lambda^{(2)}\sigma + 2N_{22}/\varepsilon, & k_{A1}^{(2)} > 0, \\ \frac{k_{A2}^{(2)}}{3} + \Lambda^{(2)}\sigma + 2N_{22}/\varepsilon, & k_{A1}^{(2)} < 0 \end{cases}.$$

Соотношения (8) – (13) определяют состояния двухфазной частицы во внешнем магнитном поле.

Влияние температуры на магнитные состояния двухфазной частицы

Если объемы частиц малы, то за счет тепловых флуктуаций их магнитные моменты могут переходить из одного состояния в другое. Согласно [11], вероятность перехода в единицу времени определяется высотой потенциального барьера $E_{ik} = E_{ik \max} - E_{i \min}$ перехода из i -го состояния в k -е: $W_{ik} = f_0 \exp(-E_{ik}/k_B T)$, где $f_0 \sim 10^8 \div 10^{10} \text{ с}^{-1}$ – характерная частота «попыток» преодоления барьера, k_B – постоянная Больцмана, T – абсолютная температура, $E_{ik \max}$ – максимальное значение энергии, разделяющей i -е и k -е состояния, $E_{i \min}$ – энергия равновесного i -го состояния. Например, при $H_{c2}^{(\downarrow\downarrow \rightarrow \uparrow\uparrow)} > 0$

$$\begin{aligned} E_{12} &= E\left(\vartheta^{(1)} = 0, \vartheta^{(2)} = \arccos\left(-\frac{H\varepsilon + N_{21}^* I_s^{(1)}}{K^{(2)}(\sigma) I_s^{(1)}}\right)\right) - E(\vartheta^{(1)} = 0, \vartheta^{(2)} = 0) = \\ &= \frac{\varepsilon^2 \left(H_{c2}^{(\downarrow\downarrow \rightarrow \uparrow\uparrow)} + H\right)^2}{2(\varepsilon K^{(2)}(\sigma) + 2N_{22})} qa^3. \end{aligned} \quad (14)$$

Введем нормированный на единицу вектор заселенности состояний двухфазной частицы $\mathbf{n}(t) = \{N_1(t), N_2(t), N_3(t), N_4(t)\}$. Если начальное состояние $\mathbf{n}(0) = \{N_1(0), N_2(0), N_3(0), N_4(0)\}$ неравновесно, то переход к равновесию можно рассматривать как марковский процесс с дискретными состояниями, который описывается системой из четырех уравнений:

$$\frac{dN_i(t)}{dt} = \sum_{\substack{k \neq i \\ k=1}}^4 (-W_{ik}N_i(t) + W_{ki}N_k(t)), \quad (15)$$

с начальными условиями $n_i(0) = N_i(0)$, где $i, k = 1, \dots, 4$. Используя условия нормировки $N_1(t) + N_2(t) + N_3(t) + N_4(t) = 1$ и исключив $N_4(t)$, представим уравнения (15) в матричной форме:

$$\frac{d\mathbf{N}(t)}{dt} = \widetilde{\mathbf{W}}\mathbf{N}(t) + \mathbf{V}, \quad (16)$$

здесь

$$\bar{W} = \begin{cases} -\sum_{j \neq i}^4 W_{ij} - W_{4i}, & i = k \\ W_{ki} - W_{4i}, & i \neq r \end{cases}, N = \begin{pmatrix} N_1(t) \\ N_2(t) \\ N_3(t) \end{pmatrix}, V = \begin{pmatrix} W_{41} \\ W_{24} \\ W_{43} \end{pmatrix}, N_0 = \begin{pmatrix} N_1(0) \\ N_2(0) \\ N_3(0) \end{pmatrix}. \quad (17)$$

Решением уравнений (16) удобно записать с помощью матричной экспоненты (см. Приложение В в [9]):

$$N(t) = N_0 \exp(\bar{W}t) + V \int_0^t \exp\{\bar{W}(t - \tau)\} d\tau. \quad (18)$$

Соотношения (17), (18) полностью определяют заселенность магнитных состояний суперпарамагнитных двухфазных частиц.

Если взаимодействием между двухфазными частицами можно пренебречь, то намагниченность ансамбля может быть определена следующим образом:

$$I(t) = c \{ [N_1(t) - N_3(t)] [(1 - \varepsilon)I_s^{(1)} + \varepsilon I_s^{(2)}] + [N_2(t) - N_4(t)] [(1 - \varepsilon)I_s^{(1)} - \varepsilon I_s^{(2)}] \}, \quad (19)$$

где c – объемная концентрация частиц в немагнитной матрице.

В сочетании с уравнениями (17) и (18) последнее соотношение можно использовать для анализа влияния механических напряжений на магнитные свойства системы суперпарамагнитных двухфазных частиц.

1. *Stacey F.D., Banerjee S.K.* The physical principles of rock magnetism. – New York: Elsevier, 1974.
2. *Багин В.И., Гендлер Т.С., Авилова Т.А.* Магнетизм окислов и гидроокислов железа. – М.: Издательство ИФЗ АН СССР, 1988. 180 с.
3. *Ганеев А.К., Цельмович В.А.* //Изв. АН СССР, Физика Земли, № 4, 1986, с. 100.
4. *Ганеев А.К., Цельмович В.А.* //Изв. АН СССР, Физика Земли, № 10, 1988, с. 42.
5. *Артемова Т.Г., Ганеев А.К.* //Изв. АН СССР, Физика Земли, № 12, 1988, с. 82.
6. *Yang J.-S., Chang C.-R.* //J. Appl. Phys., v. **69**, № 11, 1991, p. 7756.
7. *Афремов Л.Л., Панов А.В.* // ФММ, т. 82, в. 5, 1996, с. 5-16, (с. 17-23).
8. *Афремов Л.Л., Панов А.В.* // ФММ, т. 87, №1, 1999, с.17-22.
9. *Афремов Л.Л., Панов А.В.* Остаточная намагниченность ультрадисперсных магнетиков. – Владивосток: Издательство ДВГУ, 2004, 192 с.
10. *Тикадзуми С.* Физика ферромагнетизма. Магнитные характеристики и практические применения. М.: Мир, 1987, 419 с.
11. *Neel L.* // Adv.Phys., 1955, **4** (14), p. 99

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ МАГНИТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДЛЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ И КОРРЕЛЯЦИЙ

В.А. Большаков (vabolshakov@mail.ru)

Географический ф-т МГУ, Москва

Как известно, изучение климатов прошлого важно не только само по себе, а имеет, как минимум, 2 прикладных аспекта. Первый аспект связан с возможностью использования записей глобальных климатических изменений в осадочных отложениях для корреляции различных разрезов между собой. Он является основой климатостратиграфии, широко применяемой сейчас в геологических и палеогеографических исследованиях.

Второй аспект приобрел особенно важное значение в последние десятилетия в связи с обострившимся вопросом антропогенного воздействия на климат Земли. Знание закономерностей и масштабов палеоклиматических колебаний дает возможность, во-первых, сравнивать их с масштабами современных глобальных изменений. Во-вторых, оно позволяет выделить наиболее значимые факторы, влияющие на климат, с тем, чтобы как можно более досконально определить механизм работы климатической машины Земли. Очевидно, что без знания такого механизма невозможно моделирование изменений современного климата и, следовательно, создание климатического прогноза.

Понятно, что для успешного использования палеоклиматических данных и реконструкций в указанных целях эти данные и реконструкции должны быть возможно более надежными и однозначными. Одним из главных условий достижения такого результата является использование комплексного (сопряженного, системного) анализа при исследовании палеоклиматических записей. В основе такого анализа лежит применение возможно большего количества значимых и в то же время независимых параметров, характеризующих палеоклиматические изменения. С этих позиций привлечение новых методов, отражающих изменения климата, является оправданным.

Одними из таких методов считаются магнитные методы. Магнитные характеристики осадочных пород являются неотъемлемым свойством последних, таким же, как литологические и минералогические характеристики, пористость, цветность и другие показатели. Поскольку условия седиментации в общем случае меняются с изменением климата, то и характеристики осадков, в том числе и магнитные, будут изменяться. Иными словами, магнитные, как и другие характеристики осадка, вообще говоря, являются климаточувствительными.

Однако, изменения климата – не единственный фактор, который может влиять на магнитные характеристики. Возьмем наиболее известную характеристику – магнитную восприимчивость (k). Как известно, величина k осадка зависит в основном от трех параметров: вида (химического состава) магнит-

ных минералов, их концентрации в породе, и величины магнитных зерен (наличие суперпарамагнитных частиц). В свою очередь, эти три параметра могут определяться гораздо большим количеством природных факторов, таких как источники поставки магнитной фракции и их удаленность, местные геохимические и геоморфологические условия, климат (определяемый, прежде всего температурой, влажностью, характером циркуляции атмосферы), время и т.д. В данном случае «время» обозначает не только момент первичного отложения осадочного слоя, но и период его дальнейшего преобразования, имея в виду, прежде всего процессы диагенеза. Такое большое количество факторов, естественно, вызовет значительную неоднозначность изменений k , зафиксированных в седиментационных записях разрезов различных регионов, даже в случае воздействия на эти записи одних и тех же глобальных колебаний климата. (Неоднозначность усилится, если принять во внимание *различия в региональном проявлении* глобальных изменений).

Учитывая указанные обстоятельства, логичным представляется, например, следующий путь доказательства связи изменений k с изменениями какого-либо параметра окружающей среды. Имея в виду многозначность механизма изменений восприимчивости, необходимо, в частности, показать, что другие возможные параметры не влияют на изменения k . Очевидно, что это очень непростая задача. Однако много более сложным является решение обратной задачи: по изменению магнитной восприимчивости определить параметры изменения окружающей среды (в частности, изменения климата). Именно поэтому Маллинз [1] еще в 1977 г. предостерегал от поспешных попыток использования каппаметрии для определения климатических условий формирования горизонтов лессов и почв. Однако услышан в основном не был.

В качестве примера рассмотрим данные каппаметрии, известные для наиболее широко исследуемых в палеоклиматическом отношении континентальных разрезов – разрезов лессовой формации (ЛФ). После работ Heller and Liu (1984, 1986), Beget and Hawkins (1989), Chlachula et al. (1998) (ссылки см. в [2, 3]), у многих, в частности российских, исследователей появилось устойчивое мнение, что в разрезах ЛФ существуют только два механизма изменения k – «китайский», в котором k лессов (Л) меньше, чем k погребенных почв (ПП) и «аляскинский», в котором отношение $k_L/k_{ПП}$, наоборот, больше единицы. При этом первый механизм имеет место в отложениях ЛФ Китая, Средней Азии, Европы, а второй – на Аляске и в Сибири. Увеличение $k_{ПП}$ в первом механизме связывалось с интенсификацией процессов педогенеза во время межледниковий, а относительное возрастание k_L во втором механизме объяснялось усилением силы ветра во время оледенений, когда и формировались, как обычно считается, горизонты лесса.

Тем не менее, на самом деле картина оказалась, как и следовало ожидать, гораздо более разнообразной. Так, в ряде разрезов ЛФ Восточной Европы зафиксированы различные отношения $k_L/k_{ПП}$: они могут быть и больше, и меньше единицы и близки к ней, причем *такие различные соотношения были*

зафиксированы в едином разрезе (ссылки в [2, 3]). Различные соотношения $k_d/k_{\text{пл}}$ отмечены и в Сибири [4], что явилось основанием для выделения «сибирской» модели фиксации изменений природной среды в магнитных характеристиках лессово-почвенных отложений Сибирской субазальной формации. Казалось бы, указанные факты прямо указывают на невозможность использования величины k для палеоклиматических интерпретаций. Однако даже авторы публикаций, в которых показано разнообразие соотношения величин k лессов и почв *в пределах одного разреза*, или, более того, *данные каппаметрии не согласуются с полученными по тем же разрезам палеоклиматическими (например, палинологическими) данными*, тем не менее, не отказываются от тезиса о палеоклиматической значимости магнитной восприимчивости (подробнее см. [2, 3]).

Здесь уместно поставить вопрос – а что же такое конкретно “использование каппаметрии для палеоклиматических реконструкций”, о котором говорят многие авторы? Единственной характеристикой магнитной восприимчивости пород является ее величина. Следовательно, использование каппаметрии для палеоклиматических реконструкций – это имеющее неизменный характер как во времени, так и в пространстве непосредственное соотнесение определенных значений k с климатическими показателями (значениями температуры, влажности, направления и силы ветра). Из рассмотренных выше примеров совершенно очевидно, что эта задача в глобальном масштабе неразрешима, поскольку местные, региональные условия по-разному влияют на величину k лессов и почв в отдельности, что приводит к тому, что даже их соотношение – $k_{\text{пл}}/k_d$ – может быть и больше, и меньше единицы. Разрешима ли такая задача в пределах отдельного региона, где выявлено закономерное изменение k в зависимости от палеоклиматических колебаний, как, например, в разрезах Лессового плато Китая? Было показано [3], что эта задача далека от своего разрешения.

По поводу часто, но обычно без достаточных обоснований используемой корреляции каппаметрических и изотопно-кислородных (ИК) кривых, необходимо сделать следующее общее замечание. ИК кривая является палеоклиматической, отражающей непосредственно *глобальные* палеоклиматические изменения, в первую очередь, колебания глобального объема льда. Этого никак нельзя сказать о каппаметрической кривой, которая *не имеет глобального* характера, а k тому же может определяться и неклиматическими факторами, например, местными геоморфологическими условиями или условиями преобразований магнитных минералов в течение длительного времени уже после захоронения соответствующих горизонтов. Поэтому обоснования возможности корреляции каппаметрических и ИК кривых, вообще говоря, нет, поскольку сравнивать и коррелировать корректно можно только события, имеющие общую основу, общие причины, их вызывающие. Более логично при корреляции «океан-материк» проводить сопоставление ИК данных по колонкам глубоководных осадков с палеоклиматическими кривыми континентальных разрезов, полученными при анализе, например, палинологиче-

ских, или палеофаунистических данных, более непосредственно отражающих изменения климата.

Таким образом, частые высказывания о палеоклиматической значимости магнитной восприимчивости являются обычно только словами, не имеющими конкретного обоснования. Все сказанное привело в свое время к выводу, что: «...идея об особой значимости каппаметрии при исследовании пород ЛФ, которая овладела массами исследователей и стала материальной силой, побуждающей их делать необоснованные заключения, не стала пока знанием» [3, с.109]).

Данный вывод подтверждается и анализом публикаций, в которых каппаметрия используется для выделения с помощью гармонического анализа орбитальных периодичностей в к-профилях разрезов плейстоцена. Был получен [2, 3] парадоксальный результат: и в случае отсутствия учета изменения скорости седиментации в *лесово-почвенном* разрезе [5] и при попытке ее учета, но основанной на неверных физических предпосылках [6], в изменениях к были выявлены орбитальные периодичности. Иными словами, временная шкала в обоих случаях была заведомо неверной и неточной, однако спектральный временной анализ показал «нужные» результаты. Очевидно, что такие примеры использования каппаметрии могут вызвать только недоверие.

Тем не менее, каппаметрию стали применять для выделения орбитальных периодичностей и при изучении существенно более древних отложений, получение возрастных дат в которых с точностью первых десятков-сотен тысяч лет (основной интервал изменения орбитальных периодов) на данном этапе невозможно. К сожалению, в этих работах имеются те же, или даже большее количество недостатков, что и в работах по отложениям плейстоцена. Рассмотрим более подробно одну из таких работ.

Проанализируем работу Крюивер с коллегами [7]. В ней авторы намерены показать, что вариации геомагнитного поля внутри пермо-карбонового суперхрона подобны по времени современным вековым вариациям. Объект исследования – красноцветы пермского возраста юго-восточной Франции (разрез Gorges du Cians), которые проявляют определенную литологическую цикличность перемежения красных и пурпурных слоев. Далее логика авторов построена следующим образом. Они пишут: «Мы полагаем, что седиментационная последовательность обусловлена климатом, поскольку цикличность *напоминает* последовательности, наблюдаемые во многих других циклических разрезах, которые были климатически обусловленными. Седиментационная цикличность может быть привязана к периодичности орбиты Земли, как мы продемонстрируем ниже» [7, с. 212] (курсив мой – В.Б.).

Полагая, что седиментационная последовательность обусловлена климатом, а каппаметрия отражает литологию, авторы замечают: «Если седиментационная структура и, следовательно, вариации к орбитально обусловлены, соотношения между расстояниями, разделяющими пики к и орбитальные пики должны быть одинаковыми. Если это так, мы можем преобразовать расстояния во времена ... Единственное необходимое предположение – чтобы

скорость седиментации оставалась примерно постоянной» [7, с. 213]. Основываясь на этом предположении, в работе проводится спектральный анализ в размерности длины, т.е. выделяются периодичности с частотами, выраженными в циклах на 1 см. длины разреза. Среди них наиболее надежными оказываются как раз 4 цикла, соответствующих четырем орбитальным циклам. Поскольку их длительности для пермского времени, согласно расчетам специалистов, равны 100; 39; 20,9 и 17 тысяч лет соответственно для эксцентриситета, наклона земной оси и прецессии (две последних гармоники), то соотношения этих длительностей равны $5,7 : 2,2 : 1,2 : 1$.

За исходный, наименее длительный цикл восприимчивости, авторы приняли цикл длиной 206 см. Тогда, в согласии с приведенной пропорцией, другие циклы должны отстоять друг от друга соответственно на 246, 459 и 1177 см. Полученные ими реально расстояния между циклами k : 206, 243, 425 и 1187 см., т.е. в целом достаточно близки к требуемому соотношению. Поэтому длительность цикла, соответствующего 206 см., авторы принимают равной 17 тысяч лет и получают скорость седиментации 11,8 см/тыс. лет. Исходя из этого, они приходят к выводу, что длительности вариаций геомагнитного поля в перми соответствуют современным вековым вариациям. Однако основания полученного вывода весьма зыбкие.

Первое – фактически никак не обоснована *климатическая природа литологической цикличности* (см. выше), а сама литологическая изменчивость выглядит скорее хаотической, а не циклической, подчиняющейся единому возвратно-поступательному процессу. Более того, если считать ее имеющей место, то надо признать, что климатически обусловлены и вулканические извержения, представленные в разрезе слоями туфов, что представляется мало-реальным. (В разрезе три последовательных слоя туфов практически повторяют параллельную им литологическую цикличность).

Второе – исходя из представленного в статье рисунка, нет однозначного соответствия между литологией и каппаметрией, в противовес утверждению авторов. Например, основной период *литологической* цикличности (в средней части разреза, где она более хорошо выражена) – около 260 см. – не отражен в *каппаметрии*. Следовательно, тем более *нет оснований считать изменение величины магнитной восприимчивости в разрезе климатически обусловленным*.

Третье – тезис о постоянстве скорости седиментации представляется необоснованным, учитывая описание отложений на стр. 207 статьи: «Питающая провинция ... обеспечивает большие количества вулканокластических продуктов. Красноцветы обнаруживают особенности, типичные для отложений плоскостных смылов». Для таких отложений обычным является наличие неравномерности, и даже перерывов в седиментации, причем эти перерывы могут быть весьма значительными. А в таком случае, на мой взгляд, никакие способы обработки исходных данных при проведении спектрального временного анализа (в частности и те, о которых пишут авторы) не помогут в

процессе определения истинных периодов (если они есть) изменений изучаемых характеристик.

Четвертое – вызывает сомнение надежное выделение авторами двух гармоник основного прецессионного цикла. Поскольку изучаемые отложения формировались в приэкваториальной области, то шанс проявления изначальных прецессионных периодичностей весьма мал, скорее может проявляться цикл с длительностью примерно в половину прецессионного. Этот цикл, кстати, также выделен авторами, причем с большей степенью достоверности, нежели прецессионные.

Пятое – авторы используют *среднюю* величину короткого, «100-тысячелетнего», эксцентриситетного цикла – 100 тыс. лет. На самом деле этот цикл имеет несколько гармоник, главные из которых – 95 и 123 тыс. лет. Поскольку временная длительность изученного в работе интервала разреза, согласно заключениям авторов, невелика – около 500 тыс. лет, это может объяснить отсутствие в *результатах спектрального анализа* разделения 100-тысячелетнего цикла на две указанные гармоники. Однако, *реально* в данном случае мог проявиться и тот, и другой период. А это будет составлять существенно разные по длине циклы: не 1187 см., как определили авторы, а примерно от 1100 см. до 1500 см., что, конечно, изменит и соотношения периодов разных циклов.

Таким образом, несмотря на множество некорректных предположений, лежащих в основе определения механизма не только каппаметрической, но даже и литологической записи в исследуемом разрезе, несмотря на необоснованность ряда положений для установления временной шкалы в анализируемой работе, ее авторы приходят к выводу о преобладании орбитально-климатического механизма изменений магнитной восприимчивости. Конечно, могут сказать, что сделанные замечания несущественны. Однако, если замечания не принять во внимание, получается следующее.

Изменения величины k в изученном авторами публикации [7] разрезе (причем таких разрезов и, соответственно, авторов, немало) *откликаются на вариации каждого из трех орбитальных элементов*. Такое влияние проявляется независимо от глобального палеоклиматического состояния Земли: оно проявляется не только в периоды наличия ледников на планете, например, в перми [7], но и в периоды их фактического отсутствия (термоэры), например, в юре [8]. Тем не менее, есть веские основания считать [9], что в периоды термоэр *самостоятельного* значительного (как в плейстоцене) влияния вариаций эксцентриситета и угла наклона земной оси на климатические изменения не должно быть. Поэтому вариации этих элементов не должны быть существенно выражены в палеоклиматических записях этих периодов: например, вариации эксцентриситета могут проявляться только как *модулирующие* прецессионные климатические изменения. В публикации [8], правда, говорится о модулирующем воздействии эксцентриситетных вариаций, однако представленные данные об изменениях *k* не согласуются с таким механизмом. Отсюда, а также из анализа работ [7, 8, 10] следует, что *восприимчивость отклика-*

ется на вариации орбитальных параметров непосредственно, напрямую, без дополнительного привлечения климатических механизмов (что, однако, противоречит представлениям самих же авторов публикаций [7, 8, 10]).

Данное заключение подтверждается тем, что авторы указанных публикаций и не приводят никаких доказательств их утверждений о климатической обусловленности изменений k в изучаемых ими разрезах. Они не ставят себе такой задачи не только в случае использования обычной низкополевой k , но также и в случае использования «высокополевой», или «парамагнитной», полученной по наклону кривой намагничивания в интервале изменения магнитного поля $5\div 10$ кЭ., магнитной восприимчивости [10]. Поэтому получается, что гравитационное воздействие на Землю со стороны Луны, Солнца и планет, изменяющее, например, наклон земной оси, или форму земной орбиты, будет напрямую изменять концентрацию и размеры частиц гематита, являющегося основным носителем магнитных свойств, по данным [7], или концентрацию глинистых минералов, определяющих «парамагнитную» k [10]. Учитывая глобальность гравитационного воздействия, вариации k должны содержать в себе данную орбитальную составляющую повсеместно.

Если продолжить логическую цепочку дальше, то придется сделать вывод, что *величина магнитной восприимчивости – уникальный параметр, позволяющий выделять орбитальные периодичности в осадках различного (практически любого) генезиса и возраста*. Слов нет, вывод фундаментальный (или, что вероятнее, малореальный). Следовательно, необходимо согласовать его с огромным количеством каппаметрических данных, полученных по разрезам плейстоцена – как глубоководным, так и континентальным. Почему плейстоцена? – Потому, что этот наиболее близкий к нам по времени геологический период палеоклиматически, стратиграфически и геохронологически наиболее изучен. Есть надежда, что согласование в этом случае будет наиболее корректным и больше будет возможностей выявить-таки механизм связи (если она есть) между изменениями магнитной восприимчивости осадков и вариациями орбитальных элементов. Ведь без выявления такого механизма полученный сейчас вывод оставляет почву для больших сомнений.

Высказанные выше замечания по поводу практического использования каппаметрии для решения некоторых конкретных задач палеоклиматического плана не означают полного отказа от ее использования для исследования различных, в том числе и палеоклиматических, проблем. Имеются примеры позитивного характера, которые изложены во многих публикациях (некоторые ссылки – в [2, 3]). Замечу в заключение, что выделение орбитальных периодичностей в палеоклиматических записях очень важно не только для создания временных шкал, но и для определения природы климатических колебаний в различные геологические периоды (прежде всего в периоды термо- и гляциоэра), т.е. для создания глобальной теории палеоклимата. Поэтому, повторюсь, *необходимо уделить особое внимание корректному использованию каппаметрии* в указанных выше целях. Одним из главных условий такого

использования является надежное и конкретное установление механизма связи между изменениями магнитной восприимчивости изучаемых отложений и изменениями климата, вызванными вариациями орбитальных элементов.

Работа проведена при поддержке РФФИ, проект № 08-05-00113.

1. Mullins C.E. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science – a review // J. Soil Science. 1977. V. 28. P. 223-246
2. *Большаков В.А.* Использование каппаметрии при изучении плейстоцена: физические и палеогеографические аспекты // Физика Земли. 2000. №6. С. 76-86
3. *Большаков В.А.* Об использовании каппаметрии в палеогеографических исследованиях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т.10 №3, С. 100-110
4. *Матасова Г.Г.* Магнетизм позднелейстоценовых лессово-почвенных отложений Сибирской субаральной формации. Автореферат дисс. доктора геол.-мин. наук. Казань, КГУ, геологический ф-т. 2006. 36 с.
5. *Beget J. Hawkins D.* Influence of orbital parameters on Pleistocene loess deposition in Central Alaska // Nature. 1989. V.337. P.151-153
6. *Kukla G. et al.* Magnetic susceptibility record of Chinese loess // Trans. Roy. Soc. Edinburg: Earth Sciences. 1990. V.81. P. 263-288
7. *Cruiver P.P., Dekkers M.J., Langereis C.G.* Secular variation in Permian red beds from Dome de Barrot, SE France // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 179. P. 205-217
8. *Boulila S., Hinnov L.A., Huret E., et al.* Astronomical calibration of the Early Oxfordian (Vocontian and Paris basins, France): Consequence of revising the Late Jurassic time scale // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 276. P.40-51
9. *Большаков В.А.* Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. М.: МГУ. 2003. 256 с.
10. *Rodionov V.P., Dekkers M.J., Khramov A.N., et al.* Paleomagnetism and cyclostratigraphy of the Middle Ordovician Krivolutsky suite, Krivaya Luka section, Southan Siberian Platform: record of non-synchronous NRM-cjponents or a non-axial geomagnetic field? // Stud. Geophys. Geod., 2003. V. 47. P. 255-274.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД АМУРСКОЙ ПЛИТЫ

Ю.С. Бретитейн

ИТиГ ДВО РАН, Хабаровск

Палеомагнитное доизучение терригенных комплексов пород силурийско-го и девонского возраста в пределах Приморья, Приамурья и Забайкалья, предпринятое в 2005-2009 годы, а также переинтерпретация палеомагнитных данных, полученных ранее по разновозрастным геологическим разрезам [1-3], позволили уточнить и обобщить все имеющиеся палеомагнитные результаты для среднепалеозойских пород террейнов Амурской плиты (АП).

По результатам полевых и лабораторных палеомагнитных исследований (ступенчатого температурного размагничивания до 690°C и размагничивания переменным магнитным полем до 100 мТл) на большинстве объектов выделена доскладчатая высокотемпературная компонента намагниченности (носитель I_n – преимущественно магнетит). Для выделенных ChRM-компонент намагниченности в этих породах характерны пологие наклонения прямого и

обратного знака, преимущественно в ЮЮЗ и ССВ румбах. В качестве направления прямой полярности выбраны направления в ЮЗ и реже – в несколько отклоняющихся от генерального направления южных и северо-западных румбах стереографической проекции (в древней системе координат).

Палеомагнитные результаты подтверждены различными тестами, с большой долей достоверности подтверждающими первичность выделенной ChRM. Соответствующие графо-аналитические тесты (полевые тесты складки), оценивающие степень сохранности доскладчатой компоненты намагниченности в породах [4–6] и R-тест [7] для большинства террейнов положительны (за исключением Мамынского, данные по которому не приводятся). Выполненный для каждого террейна R-тест (по средним направлениям N- и R-пород для всех входящих суммарно в их состав районов) положителен и в большинстве случаев соответствует классификационной категории «В».

В пределах отдельных объектов исследований численные значения параметра теста γ (соответствующие значения точности сходимости направлений ChRM для N- и обращённой R-полярности) колеблются для отдельных геологических разрезов от категории «А» до «С».

В результате анализа всех данных были установлены низкие (приэкваториальные) палеошироты формирования характеристической компоненты намагниченности изученных пород в среднепалеозойское время и получены расчётные географические координаты позиций палеомагнитного полюса (ПП) как для отдельных террейнов, так и «усреднённые» для Амурской плиты в целом.

Позиции ПП для силурийских и девонских пород Хэнтей-Даурского, Агинского, Аргунского, Ольдойского, Баджальского, Галамского, Спасского и Лаоэлин-Гродековского террейнов сопоставлены с данными работы [8], а также имеющимися немногочисленными и достаточно противоречивыми данными по Северо-Китайскому кратону (плите) – СКП [9, 10]. Отмечена пространственно-временная стабильность и близость палеоширотных позиций указанных террейнов, располагавшихся в приэкваториальных зонах северного и южного полушария, на протяжении всего силура и девона. Выявлены локальные «внутриплитные» вращения указанных геоблоков с эйлеровым полюсом, близким районам отбора образцов (рисунок) – без существенного широтного смещения их относительно друг друга. Указанные позиции ПП хорошо «укладываются» на траекторию большого круга с эйлеровым полюсом в точке с координатами $\lambda = 132,4^\circ$; $\varphi = 50,0^\circ$, совпадающему с зоной развития сложной системы долгоживущих региональных разломов Танлу, которым придаётся мантийно-коровый генезис [11].

Наблюдаются две группы среднепалеозойских ПП: одна из них расположена в приэкваториальной зоне западной части нынешнего Индийского океана (преимущественно в Южном полушарии), а другая приурочена к приэкваториальной части и средним широтам Атлантики в северном полушарии. На траектории кажущегося дрейфа ПП (ТКДП)) отдельные полюсы послед-

ней группы смещены к позднепалеозойским полюсам (карбоновым и пермским), что может отражать либо факт перемагничивания пород этих разрезов в более позднее время, либо неточности в геологическом определении возраста. Максимальная величина средних угловых разворотов изученных террейнов относительно друг друга составляет $86,9^\circ$, достигая для отдельных районов (мелких геоблоков) максимального разброса в 125° .

В Табл. 1 представлены палеомагнитные данные для силурийских и девонских пород основных изученных террейнов Амурской плиты. При этом не исключено, что при достаточно приближённой оценке возраста пород для некоторых геологических разрезов, образование их ChRM могло происходить в широком временном интервале (в течение которого могла меняться полярность геомагнитного поля), вследствие чего сохраняется проблема точной возрастной корреляции палеомагнитных данных. Это относится как к нашим, так и к немногочисленным достаточно противоречивым зарубежным данным. Предпочтение ЗЮЗ румбам расположения проекций векторов ChRM (для АП и СКП) в качестве направления прямой полярности приводит к более «последовательному» (без перекрытия разновозрастных позиций ПП), хотя и несколько более удлинённому тренду ТКДП [2, 3].

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке ДВО РАН (грант по проекту № 09_III_A_08_442)

Таблица 1. Палеомагнитные характеристики среднепалеозойских осадочных пород террейнов Амурской плиты.

$\frac{N/n_0/n}{N/R/G}$	D,°	I,°	K	$\alpha_{95},^\circ$	$\varphi_m,^\circ$	$\Lambda,^\circ$	$\Phi,^\circ$	$A_{95},^\circ$
ХЭНТЭЙ-ДАУРСКИЙ ТЕРРЕЙН ($D? \varphi = 51,0 \quad \lambda = 115,9$)								
	238,2	13,7	5,0	30,2	6,9	51,4	-14,3	22,1
<u>7/ 50/41</u>	226,4	5,3	12,0	18,2	2,7	59,4	-24,3	12,9
26/15	226,4	3,7	12,5	17,8	1,9	58,9	-25,0	12,6
<u>Тест обращения (R-тест)</u>				McF			NFT	DC
26N ($D_s = 216,8$; $I = 2,2$; $K = 7,2$)				$\xi_{1s} = 3,426$				
15 R ($D_s = 53,1$; $I = -5,6$; $K = 4,6$)				$\xi_{C95} = 3,086$ +			+	+
+ Cs ($\gamma = 16,6$; $\gamma_0 = 21,0$)				$\xi_{1f} = 2,061$				
АГИНСКИЙ ТЕРРЕЙН ($D_{1-2} (1-2) \varphi = 50,6 \quad \lambda = 115,6$)								
	192,8	-59,1	36,6	42,5	39,9	70,8	-76,0	54,9
<u>2/22/18</u>	218,3	-24,5	115,4	23,5	-12,8	62,3	-41,1	18,4
5/13	220,5	-8,9	143,4	21,0	-4,5	65,2	-32,8	15,2
<u>Тест складки DC положительный:</u> $K_{max} 140,4 \%$								

Таблица 1 (продолжение).

$\frac{N/n_0/n}{N/R/G}$	$D,^\circ$	$I,^\circ$	K	$\alpha_{95},^\circ$	$\varphi_m,^\circ$	$\Lambda,^\circ$	$\Phi,^\circ$	$A_{95},^\circ$
АРГУНСКИЙ ТЕРРЕЙН ($D_{1-2} \varphi = 51,0 \lambda = 117,3$)								
	231,2	-9,3	2,8	37,8	-4,7	56,7	-26,9	27,1
<u>9/139/118</u>	230,9	-1,5	14,4	14,0	-0,8	59,3	-23,8	9,9
50/68	230,2	-0,8	16,7	13,0	-0,4	60,2	-23,8	9,2
<i>Тест обращения (R-тест)</i>				McF		NFT	DC	
50N ($D_s = 233,3$; $I_s = 2,9$; $K = 6,7$)				$\xi_{is} = 8,399$				
68 R ($D_s = 46,1$; $I = -4,9$; $K = 7,3$)				$\xi_{c95} = 4,849$ +		+		+
+ Cs ($\gamma = 10,6$; $\gamma_0 = 10,7$)				$\xi_{if} = 3,749$				
ХИНГАНСКИЙ ТЕРРЕЙН* ($D_{1-2} \varphi = 47,9 \lambda = 131,8$)								
<u>1/22/20</u>	181,1	-40,4	4,6	17,2	23,1	309,4	65,1	16,2
17/3	171,4	-5,2	5,1	16,1	2,6	323,8	44,1	11,4
<i>Тест складки DC положительный: K_{max} отсутствует</i>								
ОЛЬДОЙСКИЙ ТЕРРЕЙН ($S_l^* \varphi = 54,0 \lambda = 123,0$)								
	130,6	-34,6	10,9	29,1	19,0	9,9	38,7	25,3
<u>4/30/28</u>	136,7	-48,8	49,6	13,2	29,7	12,7	50,6	14,1
8/20	135,4	-46,1	75,3	10,7	27,5	11,9	48,1	11,0
<i>Тест обращения (R-тест)</i>				McF		NFT	DC	
8N ($D_s = 315,1$; $I = 48,9$; $K = 6,5$)				$\xi_{is} = 2,956$				
20R ($D_s = 138,3$; $I_s = -49,5$; $K = 20,2$)				$\xi_{ic95} = 2,335$ +		+		+
+ As ($\gamma = 2,2$; $\gamma_0 = 17,9$)				$\xi_{if} = 1,511$				
ОЛЬДОЙСКИЙ ТЕРРЕЙН ($D_{1-2} \varphi = 54,0 \lambda = 123,0$)								
	319,1	34,2	12,4	10,2	18,8	0,8	42,9	8,8
<u>18/185/167</u>	322,9	6,2	38,7	5,6	3,1	347,5	30,8	4,0
67/100	322,9	7,3	38,9	5,6	3,7	347,8	31,3	4,0
<i>Тест обращения (R-тест)</i>				McF		NFT	DC	
67N ($D_s = 323,8$; $I = 4,0$; $K = 8,2$)				$\xi_{is} = 5,078$				
100R ($D_s = 140,8$; $I_s = -8,2$; $K = 9,9$)				$\xi_{ic95} = 4,940$ +		~		+
+ Bs ($\gamma = 5,2$; $\gamma_0 = 7,8$)				$\xi_{if} = 1,202$				
НИЛАНСКИЙ ТЕРРЕЙН ($D_{lsv} \varphi = 51,9 \lambda = 135,6$)								
	69,5	19,8	11,0	13,3	-10,2	55,6	-20,6	10,1
<u>1/13/13</u>	78,4	1,2	11,5	13,0	-0,6	54,4	-7,6	9,2
<i>Тест складки DC неопределенный: K_{max} – 117,9 %</i>								
ГАЛАМСКИЙ ТЕРРЕЙН ($S_l^* \varphi = 54,6 \lambda = 135,7$)								
	117,4	38,3	2,6	72,1	-21,5	11,5	-2,9	65,8
<u>4/21/19</u>	132,8	-5,6	32,0	16,5	2,8	10,1	-25,7	11,7
4/15	132,8	-1,3	35,4	15,7	0,7	9,0	23,8	11,1
<i>Тест обращения (R-тест)</i>				McF		NFT	DC	
15N ($D_s = 313,9$; $I = 1,8$; $K = 4,1$)				$\xi_{is} = 1,235$				
4R ($D_s = 130,5$; $I_s = -17,0$; $K = 4,4$)				$\xi_{ic95} = 2,335$ ~		+		+
+ Cs ($\gamma = 15,6$; $\gamma_0 = 46,1$)				$\xi_{if} = 0,116$				

Таблица 1 (конец).

$\frac{N/n_0/n}{N/R/G}$	D,°	I,°	K	$\alpha_{95},^\circ$	$\varphi_m,^\circ$	$\Lambda,^\circ$	$\Phi,^\circ$	$A_{95},^\circ$
ГАЛАМСКИЙ ТЕРРЕЙН (D_1br $\varphi = 54,6$ $\lambda = 135,7$)								
<u>3/39/32</u>	339,5	-55,6	16,0	31,9	-36,1	332,1	-2,4	38,6
20/12	329,7	-16,2	102,7	12,2	-8,3	348,3	22,2	9,0
Тест обращения (R-тест)				McF			NFT	DC
20N ($D_s = 331,9$; $I = -18,6$; $K = 9,8$)				$\xi_{2s} = 2,812$			+	~
12R ($D_s = 147,2$; $I_s = 13,5$; $K = 6,7$)				$\xi_{2c99} = 2,662$ +				
+ Bs ($\gamma = 6,8$; $\gamma_0 = 19,5$)				$\xi_{2f} = 1,209$				
СПАССКИЙ ТЕРРЕЙН (Srt $\varphi = 44,2$ $\lambda = 132,5$)								
<u>4/64/59</u>	212,0	-56,7	2,9	66,9	-37,3	47,4	-65,0	82,5
59/-	219,1	-10,3	41,8	14,4	-5,2	79,5	-38,1	10,4
	219,2	-0,5	147,5	7,9	-0,3	82,9	-34,0	5,6
R-тест неприменим				McF			NFT	DC
				$\xi_{1s} = 3,060$			+	+
				$\xi_{1c95} = 2,335$ +				
				$\xi_{1f} = 1,806$				
СПАССКИЙ ТЕРРЕЙН (D_2lt $\varphi = 43,8$ $\lambda = 132,7$)								
<u>11/126/116</u>	282,5	9,5	1,9	79,3	4,8	37,5	12,3	56,9
75/41	272,9	10,7	4,1	43,3	5,4	44,6	5,8	31,2
	272,7	10,5	4,1	43,2	5,3	44,7	5,6	31,1
Тест обращения (R-тест)				McF			NFT	DC
4N ($D_s = 280,9$; $I = 10,3$; $K = 3,5$)				$\xi_{1s} = 2,673$			~	+
1R ($D_s = 67,0$; $I_s = -10,6$; $K = 34,2$)				$\xi_{1c95} = 2,609$ +				
$\gamma = 33,3$; $\gamma_0 = 159,6$)				$\xi_{1f} = 0,151$				
R-тест статистически незначим								
ЛАОЭЛИН-ГРОДЕКОВСКИЙ ТЕРРЕЙН (S_1kr $\varphi = 44,2$ $\lambda = 131,3$)								
<u>5/132/117</u>	221,1	-0,9	2,2	68,0	-0,5	79,6	-33,1	48,1
49/47/21	239,1	-7,2	13,4	21,7	-3,6	61,3	-24,3	15,5
	239,1	-7,3	13,5	21,7	3,7	66,5	-18,8	15,5
Тест обращения (R-тест)				McF			NFT	DC
49N ($D_s = 240,0$; $I = -2,1$; $K = 12,5$)				$\xi_{1s} = 4,592$			+	+
47R ($D_s = 61,1$; $I_s = 9,8$; $K = 9,1$)				$\xi_{1c99} = 3,573$ +				
+ Bs ($\gamma = 7,8$; $\gamma_0 = 9,3$)				$\xi_{1f} = 0,775$				

Примечания: N/ – общее количество изученных геологических разрезов, n_0 – измеренных штурфов; n – в т. ч. использованных при расчетах позиций палеомагнитного полюса; N/R – количество образцов прямой (N) и обратной (R) полярности (согласно выбранного направления ChRM); G – количество кругов перематывания, использованных в компонентном анализе; D, I – склонение и наклонение среднего вектора выделенной высокотемпературной компоненты ChRM при определении палеомагнитного полюса; K – кучность распределения единичных векторов ChRM; α_{95} – радиус круга доверия для среднего вектора при вероятности $1-p = 0,95$; φ_m , Λ , Φ (A_{95}) – геомагнитная широта (палеоширота) района, долгота и широта (радиус круга доверия) для среднего полюса при вероятности $1-p = 0,95$; R-test (тест обращения) – [7]; коэффициенты γ_0 (γ_c) в тесте обращения – полученные (критические) угловые отклонения от антиполярности N-, R-пород (в древней системе координат): As, Bs, Cs – классы точности. Тесты складки: McF – [6], NFT – [4], DC – [5]; ξ_s (ξ_u) – параметры теста McF *in situ* (после распрямления) для варианта теста McF FOLD1, ξ_{95} (ξ_{99}) – критические значения коэффициентов корреляции для уровня вероятности $1-p = 0,95$ (0,99); тесты: положительный (+), неопределенный (~). Числа в столбиках: 1-й, 2-й и 3-й ряд – соответственно значения в современной, древней и синскладчатой системе координат. Звёздочками показаны районы, для которых направления D, I пород обращены для расчёта направления северного палеомагнитного полюса.

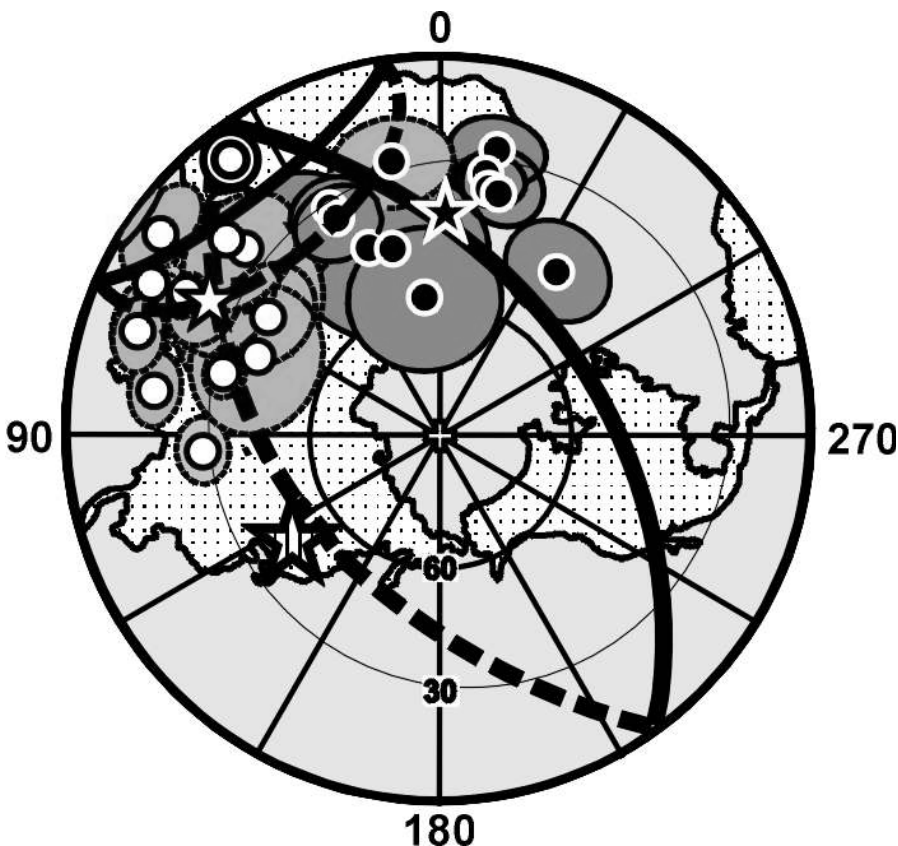


Рис. 1. Палеозойские позиции палеомагнитного полюса (ПП) для различных объектов (террейнов, геоблоков) Амурской плиты. Белые (чёрные) кружки с овалами доверия – кластеры позиций ПП в южном (северном) полушарии; белые (чёрные) звёздочки – среднее положение ПП соответственно для каждой из обеих групп; двоянный кружок с овалом доверия (толстыми чёрными линиями) – среднее положение силур-девонского полюса; заштрихованная звезда – средние координаты района отбора образцов, близкие координатам эйлера для террейнов Амурской плиты. Дугообразные сплошная (штриховая) линии – проекции большого круга на нижнее (верхнее) полушария.

1. Бретштейн Ю.С., Гурарий Г.З., Печерский Д.М. Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов Юго-Западного Приморья // Тихоокеанская геология. 1997. т.16. №4. с.41-63.
2. Bretshtein Yu.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.
3. Бретштейн Ю.С., Климова А.В. Палеомагнетизм главных тектонических единиц Юга Дальнего Востока. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Книга 1. Владивосток. Дальнаука. 2006. С.206-225.
4. Шутунов С.В. Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли. 1995. № 4. С. 67-74.

5. *Enkin R.J.* The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies. *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 212. pp. 151-166.
6. *McFadden P.L.* A new fold test for paleomag. studies // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 103. P. 163-169.
7. *McFadden P.L., McElhinny M.W.* Classification of the reversal test in palaeomagnetism. // *Geophys. J. Int.*, 1990, NO 103, pp.725-729.
8. *Kravchinsky V.A., Cogne J-P., Harbert W.P., Kuzmin M.I.* Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia. *Geophys. J. Int.*, 2002. V. 148, pp. 34-57.
9. *Huang B., Otofujii Yo-ichiro, Yang Z., Zhu R.* New Silurian and Devonian palaeomagnetic results from the Hexi Corridor terrane, northwest China, and their tectonic implications. // *Geophys. J. Int.*, 2000, No 140, pp.132-146.
10. *Zhao X., Coe R., Wu H., Zhao Z.* Silurian and Devonian paleomagnetic poles from North China and implications for Gondwana // *Earth Pl. Sci. Lett.* 1993, Vol. 117, P. 497-506.
11. *Ye Z., Ji-Wen T.* The structure of the crust and upper mantle in the Shuixian-Maanshan zone and some characteristics of the south part of the Tan-lu tectonic belt // *Acta Geophys. Sinica*, 1989, V. 32, No. 6. pp. 648-659.

ОСОБЕННОСТИ МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Ю.С. Бретштейн¹, В.А. Цельмович² (*tselm@mail.ru*)

¹ИТиГ ДВО РАН, Хабаровск;

²ГО «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок, Ярославская обл.

В пределах Южно-Синегорской наложенной тектонической депрессии в Юго-Западном Приморье, сложенной коллажем тектонически разобшённых по возрасту и генезису геоблоков пород различного состава, изучены магнитные свойства девонских и карбоновых риолитов. Указанные вулканы различаются внешним обликом и, в меньшей степени, – химизмом. Обе возрастные группы принадлежат к щелочным эффузивным разностям, их возраст базируется на достаточно устаревших К-Аг определениях, выполненных в 60-х годах прошлого столетия.

Термагнитные кривые и петли магнитного гистерезиса характеризуют особенности состава, размера зёрен и структуры магнитных минералов этих пород (Рис. 1).

По данным термагнитного анализа магнитные свойства липаритов обусловлены наличием в основной массе этих пород преимущественно ферри-магнитного магнетита, окисленного при высоких температурах. Реже в составе ферримангнитной фазы присутствует магнетит с примесью маггемита и гематит. В экструзивных разностях риолитов, судя по параметрам коэрцитивности H_c и H_{cs} , а также соотношениям величин I_s и I_{rs} в различных температурных интервалах, на графиках температурного размагничивания $I_s(T)$ и $I_{rs}(T)$ в отдельных случаях фиксируются блокирующие температуры, превышающие 700° градусов, которые отвечают T_C (блокирующей температуре) чистого железа. Последнее обстоятельство представляется достаточно необычным, поскольку, в отличие от пород основного и ультраосновного состава, где самородное железо встречается достаточно часто, в эффузивных и

экструзивных породах, формирующихся при излиянии на поверхность в окислительной, а не восстановительной среде, более характерно присутствие окислов железа. Для минералогической идентификации состава ферритмагнетиков образцы вулканической породы были измельчены в яшмовой ступке, дополнительно раздроблены и очищены в ультразвуковом диспергаторе по разработанной методике [1]. В водной среде при помощи мощного ручного магнита были извлечены агрегаты магнитных зёрен, которые затем изучались при помощи электронно-зондового микроанализатора «Tescan-Vega II».

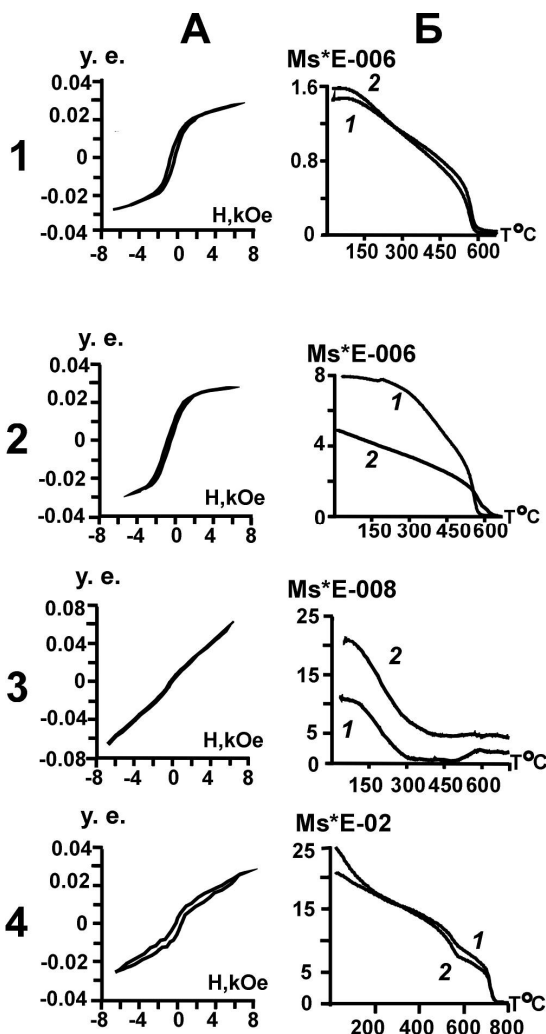
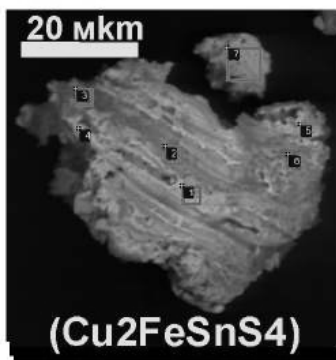
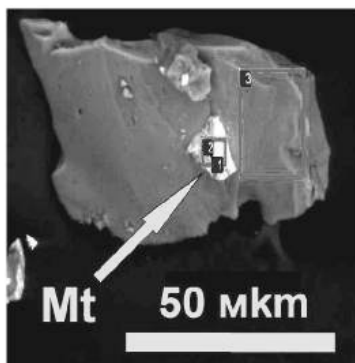
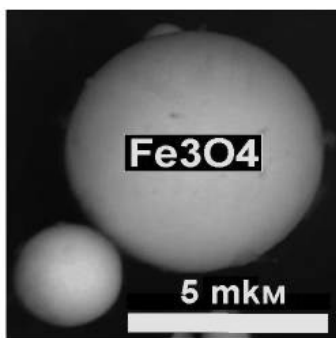
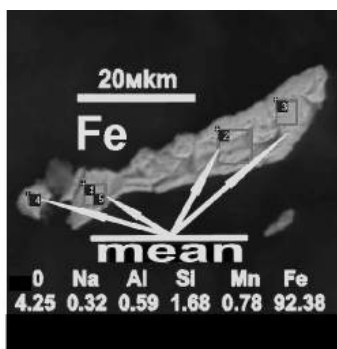


Рис. 1. А – гистерезисные петли нормального намагничивания $I_r(H)$; Б – графики температурного размагничивания $I_s(T)$; 1 (2) – первый (второй) нагревы. 1-4 (большие цифры слева) – графики для пород с различным минеральным составом носителей I_n : 1 – окисленным при высоких температурах магнетитом, 2 – магнетитом с примесью маггемита, 3 – с преобладанием парамагнитных минералов, 4 – с самородным железом.



					Mean %								
O	Si	Fe	Co	SUM	O	Al	Si	P	Fe	Co	Cu	Sn	SUM
32.75	3.17	62.52	0.57	100.00	12.23	0.41	1.58	0.65	18.05	0.09	53.42	13.57	100.00

Рис. 2. Типичные частицы самородного железа (Fe), магнетитовые сферулы (шарики), а также включения частиц магнетита (Mt) в силикатах и станнина (Fe_2SnS_4)?

В результате микронзондового анализа были обнаружены магнитные частицы различной морфологии и состава: магнетитовые шарики размером от 1 мкм до 20 мкм, микросферулы самородного железа, никеля, а также магнетита Fe_3O_4 , и аваруита Ni_3Fe и некоторых сульфидов. Самородное железо и частицы магнетита встречены также в виде пластинок, чешуек, изогнутых иголок и гофрированных пластинок самой разнообразной формы. Величина (в % соотношении) ряда элементов в изученных (сканированных) зёрнах может достигать: Fe для металлического железа и магнетита – соответственно до 100% и 74%, Ni – до 35% Cr и Co – 1-3%, олова и меди – соответственно до 20% и 68%. Учитывая процентные соотношения Cu, Fe, Ni и Sn в скани-

руемых зёрнах, не исключено также присутствие в приморских риолитах (обычно содержащих высокие кларковые содержания олова) вторичного оловянного минерала станнина $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$. Отдельные зёрна, возможно, могут представлять собой различные сплавы Fe, Ni, Cr и Cu. Фото и результаты сканирования отдельных зёрен приведены на Рис. 2.

Обычно чаще всего шарикам железа и никеля (широко распространённым и в осадочных породах различных мест нахождения и возраста) приписывается космическое происхождение. Примеры нахождения металлических и магнетитовых микросферул предположительно внеземного происхождения известны по данным изучения осадочных пород различного возраста, где они образуют скопления, в виде отдельных горизонтов или микрослоев, в отложениях различного возраста – кембрия, девона, на границе перми-триаса, мела-палеогена и др. [2–5 и др.]. В некоторых случаях находки металлических микросферул и микрочастиц сопровождаются минералами импактного происхождения (микроалмазами, муассанитом, Ni-содержащей шпинелью [6]).

Вместе с тем следует отметить, что, несмотря на достаточно широкое распространение магнетитовых шариков в различных геологических обстановках (в консолидированной земной коре, морских донных отложениях, ледниковых толщах), в породах различного возраста – от протерозоя до четвертичных и тот факт, что, как предполагается, ежегодно на поверхность Земли выпадает до 10 тысяч тонн космического вещества [7], «стойкий соблазн» считать все подобные микрочастицы маркерами только космического происхождения, как представляется, не всегда оправдан. Существует и другая точка зрения – им приписывается эндогенное происхождение.

Ряд исследователей связывает, в частности, образование микросферул с кавитационными явлениями, возникающими в процессе магматического и гидротермального минералообразования [8–9], т. е. постулируется их эндогенная природа. Их формирование в вулканитах может обуславливаться «вскипанием» неравновесной магмы по механизму кавитации в результате быстро протекающих газотранспортных реакций при прохождении высокотемпературных восстановительных флюидов. Кавитация представляется распространённым и важным физическим эффектом в процессах формирования нано- и микрочастиц минералов в горных породах и на рудных месторождениях.

Эффект кавитации может возникать при заполнении флюидом приоткрывающихся трещин и пустот в зонах минерализации. Переход от режима медленного просачивания гидротермальных растворов по каналам во вмещающей породе к быстрому заполнению трещин приводит к значительному понижению локального давления, выделению пузырьков газа, а затем к кавитационному сжатию пузырьков в процессе восстановления давления при полном заполнении приоткрывшегося пространства. При сжатии кавитационных пузырьков в них могут развиваться давления в сотни килобар и температуры порядка десятков тысяч градусов, формироваться сверхзвуковые кумулятив-

ные микроструи и ударные волны, идти высокотемпературные химические реакции [10].

Данная модель позволяет объяснить появление микросферул с размерами, находящимися в приемлемом соответствии с данными наблюдений. Рассмотренный кавитационный механизм формирования сферических и псевдосферических частиц может приводить к образованию в гидротермальном флюиде минеральных наночастиц. Если размеры зёрен находятся в нанометровом диапазоне, то в результате взаимодействия со сжимающимся кавитационным пузырьком твёрдые зёрна переходят в капли расплава, которые впоследствии затвердевают, превращаясь в наночастицы сферической (или почти сферической) формы.

К появлению микросферул может также приводить процесс абляции – выброс в окружающую жидкость перегретого слоя расплавленного вещества в виде мелких нанокпель в случае, когда температура в сжимающемся кавитационном пузырьке превосходит температуру кипения вещества нанокпли, соответствующую внешнему давлению в гидротермальном флюиде. Микросферулы могут формироваться в результате плавления уже изначально находящихся в породах зёрен минералов и самородных элементов-металлов. Их размер не должен превосходить характерные размеры и формы зерен, обусловленные термодинамическими условиями системы, которые способствуют возникновению и сохранению структур с минимальными энергетическими затратами на их формирование – мелких шарообразных наночастиц рудных минералов и самородных элементов. Такие формы зёрен могут возникать в случае проникновения, например, в пористую среду флюидальных риолитов восстановленных флюидов, их спонтанном переохлаждении и пересыщении катионами соответствующих химических соединений и самородных элементов [11].

Резюмируя вышесказанное, можно констатировать, что многими авторами, прежде всего петрологами и металлогенистами, в отличие от геофизиков, постулируется преимущественно эндогенный генезис магнитных сферул, которые часто обнаруживаются в виде агрегатов включений на стенках полостей застывших вулканических пород, возникших в кристаллизующейся магме под воздействием газовых струй. Их формирование в вулканитах может обуславливаться «вскипанием» неравновесной магмы в результате быстро протекающих газотранспортных реакций при прохождении высокотемпературных восстановительных флюидов.

Вместе с тем, вслед за [12], можно утверждать, что выявляемые в различных породах разнообразные микрочастицы самородных, окисных и сернистых металлов как предположительно космического, так и магматического происхождения морфологически практически не различаются. Чёткие критерии их отличия в породах на сегодняшний день отсутствуют. В большей степени они различаются по химическому составу, который более дифференцирован для частиц, которым приписывается космический генезис.

В пользу космического происхождения микрочастиц часто указывается на преобладание в магнитной фракции пород самородных металлов – чистого железа, никеля, платины. С другой стороны, известны экспериментальные работы, а также результаты изучения реальных парагенезисов минералов, позволяющие восстановить возможные физико-химические Р-Т – условия и в магматических расплавах, которые могли способствовать возникновению подобных составов и морфологических особенностей у отдельных представителей минеральных ассоциаций минералов и самородных металлов.

На основе обзора литературных источников [13 и др.] можно полагать, что сферулы могут образовываться на протяжении всего магматического процесса, при этом механизмы образования могут быть самыми различными. Аналитическими методами установлено, что сферулы представляют собой сложные поликомпонентные минеральные агрегаты, в строении которых принимают участие самородное железо и сложные его окислы с примесью других элементов. В ассоциации со сферулами встречаются самородные металлы – Fe, Cu, Pb, Zn, Ag, интерметаллические соединения системы Cu-Zn-Sn-Pb и другие аксессуарные минералы (корунд, рутил, альмандин, циркон, шпинели сложного состава, графит, муассанит и др.), а также остроугольные обломки стёкол тёмно-бурого цвета и шлаковидные частицы чёрного цвета. Сравнение состава обломков стёкол, шлаковидных частиц и сферул показывает, что это генетически родственные образования.

По [14] наиболее благоприятная обстановка для образования сферул создаётся при вскипании и дегазации магматического расплава, а также во время извержений вулканов, сопровождающихся взрывными явлениями и процессами плавления. В таких условиях сферулы образуются в результате быстро протекающих газотранспортных реакций с участием восстановительных флюидов, которые способствуют расщеплению вещества на несмешивающиеся компоненты по типу ликвации и приводят к образованию рудных, рудно-силикатных или силикатных капель расплава. В виде включений магнетитовые сферулы установлены в интрузивах и эффузивных породах андезитобазальтового состава в наиболее ранних генерациях вкрапленников пироксенов и плагиоклазов, а также в основной массе пород. Они являются характерными компонентами минеральных ассоциаций, развивающихся на стенках пустот средних и кислых вулканитов. Температурный интервал образования сферул и сопутствующих минералов достаточно широк, по разным оценкам он колеблется в среднем от 1200°C до 600°C [12, 15].

Существующая конвергенция признаков на данном этапе изученности проблемы не позволяет прийти к однозначным выводам и затрудняет обоснованное разделение в природных объектах частиц космического и эндогенного происхождения. Вероятно в общем случае есть основания предполагать более широкое распространение микросферул и микрочастиц ферритов (минералов и самородных элементов) космического происхождения в осадочных породах, нежели в эффузивных (возникших из магматических расплавов).

Следует отметить, что геологическую структуру района, где обнаружены микровключения минералов столь своеобразного состава и морфологии, в геолого-тектоническом отношении некоторые исследователи интерпретируют как «тектоносферную воронку» [16] или «*дива*-структуру» [17]. Сама овальная форма Южно-Синегорской тектонической депрессии дискордантна всем выше и ниже лежащим толщам – не согласуется как с более древними структурами протерозойского и раннепалеозойского фундамента (имеющим преимущественно северо-западное простирание), так и с молодыми мезокайнозойскими структурами северо-восточного («тихоокеанского») направления. Эту депрессию, представляющую собой коллаж мелких геоблоков различного простирания, сложенных породами разнообразного состава и возраста, «при достаточном воображении», можно рассматривать даже как древнюю палеозойскую астроблему. Обнаруженные здесь микрочастицы самородных элементов могут иметь, кроме «чисто космического», также и эндогенное происхождение, в т. ч., возможно, обусловленное неким импактным событием. Можно предположить, что последнее, интенсифицируя своим ударно-взрывным воздействием деятельность магматического очага, могло привести к активизации высокотемпературного флюидно-газового режима, способствовавшего формированию микросферул и микрочастиц различных химических элементов и соединений.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке ДВО РАН (проект 09_III_A_08_442) и РФФИ (проект № 10-05-00117).

1. *Цельмович В.А.* Микроскопическая диагностика магнитных частиц в изверженных и осадочных породах. // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Борок, 2006. С.149-154.
2. *Бретштейн Ю.С., Климова А.В., Цельмович В.А.* Магнитно-минералогическая идентификация компонент намагниченности девонских пород Приамурья. Материалы VIII Совещании «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». ИФЗ РАН, Геофизическая обсерватория «Борок», 2007. С.
3. *Корчагин О.А., Цельмович В.А., Дубинина С.В.* Метеоритные микросферы и частицы из глаубокководных известняков верхнего кембрия (Батырбай, Южный Казахстан) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. Минералогия, петрография, литология. 2007, №3. С. 17-22.
4. *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.
5. *Grachev A.F.* (Ed.). The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass extinction. (2009). Abhandlungen der geologischen Bundesanstalt. Bd. 63. 199 p.
6. *Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ.* М.: Недра, 1985. 200 с.
7. *Юдин И.А.* Исследование искусственной метеорной пыли (шариков) // Метеоритика, 1969. Вып. XXIX. С. 132-141.
8. *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. *Новгородова М.И., Андреев С.Н., Самохин А.А., Гамянин Г.Н.* Кавитационные эффекты в образовании минеральных микросферул в гидротермальных растворах // Докл. РАН. 2003. Т. 389. С. 669-671.
10. *Маргулис И.А., Маргулис М.И.* Динамика одиночного кавитационного пузырька // журн. Физической химии. 2000. Т. 74. № 3. С.566-574.

11. *Хенкина С.Б.* Продукты ликвации в породах мелового – палеогенового возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и особенности их металлоносности // ДАН СССР, 1978. Т. 238. № 2. С. 433-436.
12. *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.
13. *Самородное минералообразование в магматическом процессе* // Тез. докладов, Якутск, Якутский филиал СО АН СССР, 1981. 208 с.
14. *Филимонова Л.Г.* Закономерности развития вулканизма и рудообразования активизированных тихоокеанских окраин. М.: Недра, 1985. 159 с.
15. *Шарапов В.Н., Павлов А.Л., Акимцев В.А. и др.* Физико-химические характеристики отложения минералов из магматического флюида при кристаллизации базальтов срединно-океанических хребтов // Геология рудных месторождений, 2001. Т. 43. № 1. С. 83-96.
16. *Изосов Л.А.* Южно-Синегорская тектоническая воронка Ханкайского массива // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Тез. докл. XXXII тектонического. Совещания. Т. 1. М.: РАН, 1999. С. 278-281.
17. *Chen Guoda.* Characteristics and nature of diwa-region compared with so-called «paraplatform» // Acta Geol. Sinica. 1960. V. 40. p. 162-186.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА РЕГИДРОКСИЛАЦИИ В АРХЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ МАТЕРИАЛОВ ИЗ ОБОЖЖЕННЫХ ГЛИН

К.С. Бураков (K.S.Burakov@mail.ru), И.Е. Начасова

ИФЗ РАН, Москва

Приведены результаты определения напряженности древнего геомагнитного поля по намагниченности образцов керамики и кирпичей из Испании, Англии и Северного Причерноморья, датированных методом регидроксilaции. Комплексное исследование, проведенное на датированном материале, позволило определить среднюю температуру окружающей среды, существовавшую на территории памятников. На основе полученных данных можно сказать, что в первом тысячелетии климат был более теплым по сравнению с нынешним.

Введение Археомагнитное датирование материалов археологических памятников – обожженных глин (кирпичей, керамики, черепицы, печей и т.п.) производится путем сопоставления параметров древнего геомагнитного поля (склонения D , наклонения I и напряженности B), определенных по остаточной термонамагниченности образцов, отобранных из датироваемого объекта, с известными для данного региона кривыми вариаций D , I и B на рассматриваемом временном интервале.

Точность такого датирования определяется с одной стороны – точностью определения параметров геомагнитного поля по материалу датироваемого объекта, с другой – точностью построения калибровочных (построенных для региона) кривых вариаций, т.е. точностью определения параметров геомагнитного поля, точностью датирования и подробностью распределения на временной шкале археологических материалов, используемых для построения калибровочных кривых. Существующие калибровочные кривые вариаций

геомагнитного поля, построенные к настоящему времени для ряда территорий, нуждаются в дальнейшем уточнении.

Данные о древнем геомагнитном поле, полученные в результате исследования остаточной намагниченности обожженного материала археологического объекта, относятся ко времени последнего обжига этого материала. Однако это время не всегда соответствует времени создания археологических объектов, из которых отобраны эти материалы. Для постройки сооружений в древности мог использоваться материал из разобранных более ранних построек, а при реставрации зданий появляется материал более позднего времени. Если археологический объект подвергался пожарам, остаточная намагниченность материала из этого объекта будет содержать информацию о магнитном поле, которая относится именно ко времени последнего пожара. Разработка метода определения времени последнего обжига изготовленных из глины материалов археологических объектов весьма актуальна. Такой метод в последнее время разработан в Инженерной школе аэрокосмической и гражданской механики Манчестера группой исследователей под руководством М.А. Вильсон [1].

Физической основой метода является тот факт, что кристаллы глинистых минералов, таких как монтмориллонит, каолинит, иллит при обжиге глины при температурах 450-900°C теряют входящие в их состав молекулы воды. После охлаждения происходит регидроксиляция этих минералов, т.е. вода из окружающей среды по капиллярам в керамике попадает к обезвоженным минералам и соединяется с ними. В результате этой реакции вес керамики очень медленно увеличивается за время ее существования. Скорость накопления такой воды не зависит от влажности окружающей среды, но зависит от температуры, причем масса присоединенной воды зависит от времени в степени 1/4. Накопленная со временем вода легко удаляется при повторном нагреве керамики до температуры 450-550°C.

Объекты исследований С целью исследования методики датирования обожженных материалов археологических памятников мы провели комплексное исследование (археомагнитное и с применением метода регидроксиляции) на образцах керамики и кирпичей из трех регионов: Испании (Малага и Гранада), Причерноморья (Керчь, Тамань) и Лондона.

Для оценки возраста кирпичей из крепости VIII века «Castillo de Gibralfaro» в Малаге были взяты фрагменты образцов 1, 3, 6, 7. Образец 121 – фрагмент кирпича из крепости «Alhambra», (Гранада) взят для уточнения его датировки.

Образцы из Причерноморья (1063 и 610), Лондона (1b, 3b) и Гранады (123 и 125), представляющие собой датированные фрагменты древней керамики и кирпичей исследованы для определения средних среднегодовых температур в этих регионах.

Археомагнитные исследования Археомагнитные исследования были проведены на всех образцах. Для этого из фрагментов керамики были выпи-

лены образцы с основанием 10×10 мм и высотой 5-10 мм, насколько это позволяла толщина керамики. Оставшиеся от распиловки части образцов были использованы для исследования методом регидроксиляции.

Для определения напряженности древнего геомагнитного поля использовался модифицированный метод двойных нагревов Телье с введением коррекции на магнитную анизотропию образцов и химические изменения магнитной фракции во время нагревов [2].

Все исследованные образцы имеют однокомпонентную намагниченность, которая была создана во время их обжига, и не подвергались вторичным нагревам до высоких температур. Исключением является только образец 1b из Лондона, намагниченность которого состоит из двух компонент – первичной, созданной при обжиге, и вторичной, созданной при пожаре, во время которого кирпич нагрелся до температуры порядка 330°C. Мы полагаем, что интервал между временем производства кирпича и временем пожара не был большим; по первичной высокотемпературной намагниченности на температурном интервале 400-560°C получены значения древнего геомагнитного поля в Лондоне $66,5 \pm 2,2$ мкТл, по вторичной намагниченности времени пожара – $60,9 \pm 5,2$ мкТл. Вероятно, производство кирпича относится к первой половине 1 столетия, а пожар – концу 1 столетия.

Метод регидроксиляции Для проведения датирования мы используем фрагменты керамики, черепицы и кирпичей весом от 3 до 30 грамм. Капиллярную воду удаляли из образцов путем выдержки их при температуре 105 °C в течение 10 часов, и при этой температуре измеряли вес образца P(105). Затем образцы нагревали до температуры 500°C, выдерживали их при этой температуре 4 часа и охлаждали с печью до 120°C. При этой температуре образцы помещали в герметичный контейнер, и после того, как образцы остывали до комнатной температуры, измеряли их вес P(500) и начинали отсчет времени. С этого момента образцы хранились в термостате при постоянной температуре $25 \pm 0,2$ °C, и влажности $70 \pm 0,2$ %; вес образцов периодически измеряли на протяжении нескольких месяцев.

Увеличение массы образца происходит в две стадии. Вначале заполняются водой капилляры. В зависимости от размера образца до равновесного содержания капиллярной воды и влажности воздуха требуется от 7 до 12 дней. В течение этого времени на кривой зависимости P(t) (Рис. 1) наблюдается быстрый рост массы образца. Второй процесс – собственно регидроксиляция начинается после появлении воды в капиллярах, сразу после экспонирования образца на воздухе.

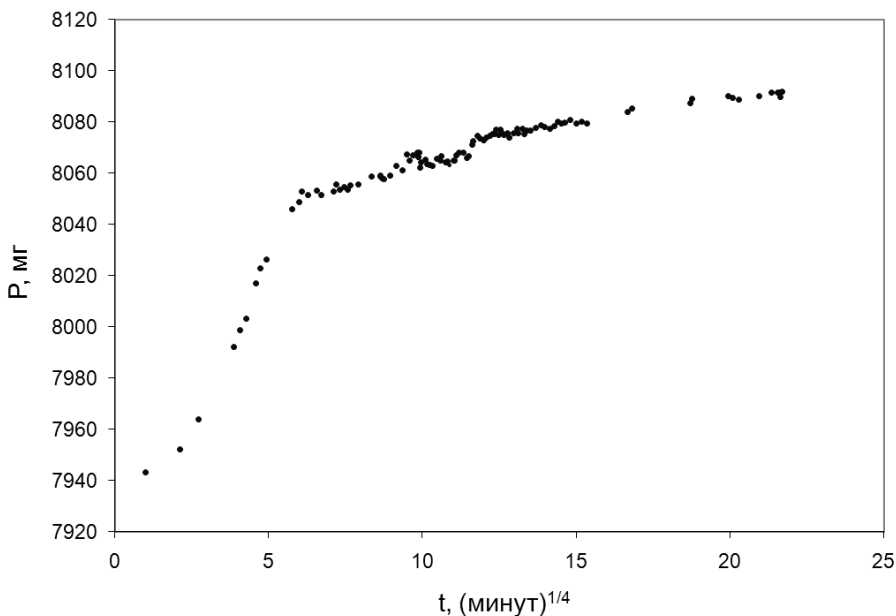


Рис. 1. Изменение веса образца №610 после сушки при 500°С во время выдержки при температуре 24,7°С и влажности воздуха 70%.

Процесс увеличения веса образца со временем на линейном участке зависимости $P(t)$ ($t > 12$ дней) описывается формулой:

$$P(t) = P_0 + k \times \alpha \times t^{0.25}, \quad (1)$$

где P_0 представляет собой сумму веса образца $P(500)$ плюс вес капиллярной воды, достигший насыщения при заданной влажности, α – кинетическая константа, k – коэффициент при 25°С.

Если для температуры 25°С принять $\alpha_{25}=1$, то для других температур ее можно вычислить согласно данным, полученным в [1], по формуле:

$$\ln\left(\frac{\alpha}{\alpha_{25}}\right) = -\frac{5537,3}{Tk} + 18,5716, \quad (2)$$

где α_{25} – кинетическая константа при температуре 25°С, α – величина константы для температуры выдержки образца T_k в градусах Кельвина.

Таблица 1. Результаты определений времени обжига керамики и кирпичей из Малаги, Гранады, Керчи и Лондона и напряженности геомагнитного поля во время обжига. Данные о среднегодовой температуре, полученные по метеонаблюдениям в районах исследований и напряженность геомагнитного поля по обсерваторным данным, выделены курсивом. Ошибка определения температуры вычислена с учетом пределов датировки объекта и точности определения коэффициента k .

№ образца, объект	Археологическая дата объекта	Вес образца после сушки при 105°C P(105), мг	Потеря веса P(105)- P(500), мг	k , мг/мин ^¼	Дата по регидро-силации	Средняя температура T_k , °C	Геомагнитное поле В, мкТл
3s Малага, Castillo de Gibralfaro	8 век	35311	147	2,68±0,05	1901±15	18,5	41,5±0,3 42,7
6s Малага, Castillo de Gibralfaro	"-	17431	50	1,16±0,02	1958±2	18,5	38,9±0,3 42,1
7s Малага, Castillo de Gibralfaro	"-	1747	182	2,43±0,07	1715±35	18,5	46,5±0,1
121, Гранада, Alhambra, кирпич	16-17 вв	5761	204	2,99±0,06	1535±35	15,5	53,9±0,6
1b Лондон, 2452, кирпич из римской мозаики мощения	90±10	5963	71	0,94±0,03		11,8±0,4 11	60,9±5,2
1063 Пантикапей, обмазка печи	190±10	6828	111	1,39±0,03		12,5±0,3 11,1	65,5±1,0
610 Гермонасса, керамика	860±60	8121	181	1,90±0,04		16,9±0,3 11,1	94,5±0,4
123, Гранада, Cartuja, кирпич из печи	100±10	8399	181	1,18±0,02		22,6±0,3	53,3±0,8
125 Гранада, Cartuja, керамика	90±10	3353	66	0,42±0,02		23,0±0,4	55,4±0,6
3b, Гринвич, кирпич	неизвестна	14196	65 (25)	0,56±0,03	1750 (по В) 1725	11	50,1±0,2
1s Малага, Castillo de Gibralfaro	8 век	35526	722 (360)	6,77±0,35	790±250 (1935)	18,5	43,6±0,2 41,9

В Табл. 1 приведены результаты датирования образцов кирпичей из Испании (3s, 6s, 7s), отобранных на территории крепости 8-го века «Castillo de Gibralfaro» в Малаге, и образца 121 из Гранады. Оказалось, что все кирпичи из Малаги являются реставрационными, и относятся к 18-20 векам. При этом результаты определения напряженности древнего геомагнитного поля, полученные по этим образцам, хорошо согласуются с данными, полученными по обзорным наблюдениям. Уточнена датировка кирпича из Гранады.

В формуле (2) температура T_k является, вообще говоря, неизвестной, причем она могла изменяться в процессе существования керамического образца, что, конечно, будет сказываться на точности определения времени ее существования. В первом приближении мы принимаем значение T_k равной средней среднегодовой температуре в регионе, где был отобран образец.

Поскольку климатические данные имеются лишь для последних десятилетий в лучшем случае – столетий, для определения T_k за более длительный срок необходимо использовать датированную керамику.

В таблице приведены результаты определения средней температуры по датированным образцам из Лондона, Керчи и Гранады. Видно, что средняя температура за последние 2 тысячелетия для Лондона (образец 1s) была на 0,8°C, а для Керчи (образец 1063) – на 1,4°C выше современной. При этом мы предполагаем что образцы сохранялись в естественных условиях, и их температура соответствовала температуре окружающей среды в регионе.

В то же время температура, определенная по образцу 610 в разрезе Гермонассы, вероятно, завышена, поскольку культурный горизонт (слой) с образцом в свое время являлся полом помещения, которое отапливалось, и, следовательно, находился при температуре, превышающей температуру вне помещения.

Повышенное значение среднегодовой температуры мы можем получить в случае, если первое время после производства керамики она использовалась при повышенной температуре (кухонная керамика). Одним из примеров может быть образец керамики №125 из керамического цеха в Гренаде (район Cartuja). По образцу обожженной глины №123 из внутренней обмазки обжигательной печи, раскопанной в этом цехе, датируемому археологически 100 годом н.э., мы определили среднегодовую температуру 22,6°C. Черепок керамического сосуда №125 отобран в грунтовом заполнении между печами в этой гончарной мастерской. Время его производства близко ко времени последнего функционирования мастерской. По свидетельству археологов сосуд был изготовлен за несколько лет до конца функционирования мастерской, т.е. дата его производства ~90 год, тогда же он был разбит, и черепок оказался в земляной засыпке между печами. Среднегодовая температура, определенная по этому черепку, составляет 22,95°C. На Рис. 2 приведена схема накопления воды в этом черепке со временем (прямая 0-t). Но, как мы определили по образцу 123, с 100 года температура составляла 22,6°C, и накопление воды должно было происходить по прямой P1-t. Следовательно, в интервале от 90 по 100 год процесс накопления воды в образце 125 проходил по прямой 0-P1,

наклон этой прямой соответствует температуре 24,7°C, т.е. она была в среднем на 2,1°C выше средней температуры на окружающей территории. Такая схема может быть использована при определении древних температур, например, по кирпичам из разновозрастных строений, если даты их постройки известны.

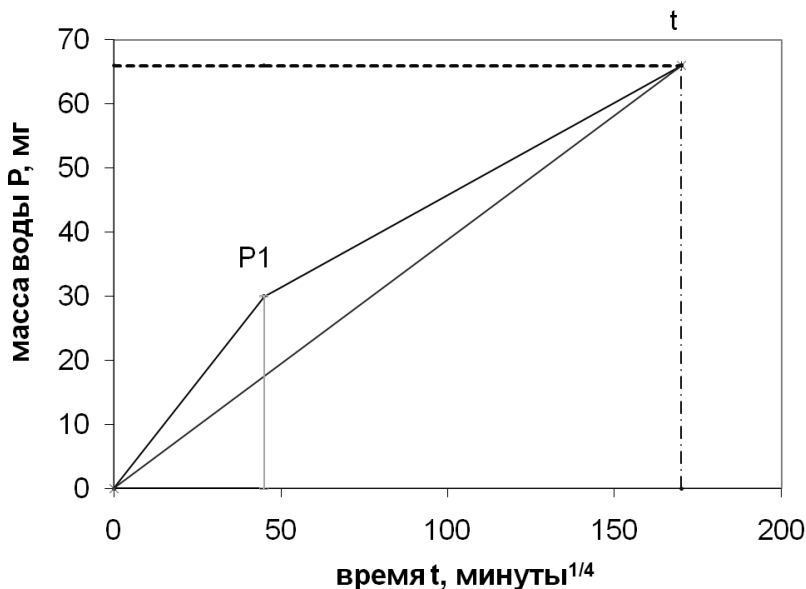


Рис. 2. Схема накопления воды в образце № 125 со временем.

Таким образом для уточнения датировки необходимо иметь данные об условиях хранения исследуемого материала.

Исследование состава магнитной фракции образца и его изменение со временем приводит к выводу о том, что при определении даты необходимо учитывать влияние процессов выветривания магнетита [3]. При исследовании образцов из Лондона установлено, что образец 3b резко отличается по магнитным свойствам от других английских образцов. Во-первых, он сильно-магнитный, его магнитная восприимчивость составляет 0,015 ед. СИ, т.е. изготовлен из глины, содержащей большое (до 10%) количество магнетита. Во-вторых, выветривание магнетита, т.е. доля магнетита, превратившаяся в этом образце в гидроокислы $W_a=20,3\%$, в то время как в других английских образцах, на порядок менее магнитных, выветривание не превышает 5%. При нагреве образца эти гидроокислы превращаются в магнетит с выделением воды. Расчет показывает, что масса выделившейся воды составляет до 40 мг. Таким образом, если предположить, что из 65 мг выделившейся из образца при нагреве до 500°C воды 40 мг относятся к гидроокислам, то на долю собственно глинистой фракции остается 25 мг. Тогда, принимая среднюю тем-

пературу за время существования образца равной 11°C, получим для него дату производства 1725 год, что вполне согласуется с датой, полученной по напряженности магнитного поля в Лондоне (1750 год).

Похожие магнитные особенности проявляются и в образце 1s из Гранады. Он также сильномагнитный, и коэффициент выветривания, т.е. доля магнетита, превратившегося в нем в гидроокислы, составляет около 25%. Если предположить, что половина выделившейся при нагреве до 500°C количества воды связана с гидроокислами железа (как и в образце 3b), то мы получим, что датой его производства является 1935 год, и эта дата согласуется с напряженностью геомагнитного поля 43,6 мкТл, полученной по его намагниченности и величиной поля 41,9 мкТл по данным обсерваторных определений для 1935 года.

Таким образом, необходимо исследование магнитных свойств обожженных материалов, датирование которых производится, для правильной оценке массы выделившейся воды при работе методом регидроксидации.

Заключение Проведенное тестирование комплексной методики исследований для датировки обожженных материалов археологических памятников и определения температур окружающей среды по материалам регионов Причерноморья, Испании и Англии показало, что применение метода регидроксидации в комплексе с археомагнитными исследованиями позволяет существенно повысить достоверность получаемой датировки.

Применение метода регидроксидации в сочетании с археомагнитным методом позволяет решать задачи датирования объектов из обожженных глин, определять среднюю температуру окружающей среды, существовавшую на территории за время хранения объекта, и получать информацию о древнем магнитном поле.

Авторы считают своим долгом поблагодарить М. Wilson и С. Ince за предоставленные для исследований образцы из Лондона и консультации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 09-05-00329.

1. Wilson M.A., M.A.Carter, C.Hall, W.D.Hoff, C.Ince, S.D.Savage, B.McKay and I.M.Betts. Dating fired-clay ceramics using long-term power law rehydroxylation kinetics //Proc. R. Soc. A, 2009, doi: 10.1098/rspa.2009.0117, pp. 1-9.
2. 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.
3. Начасова И.Е., Бураков К.С. Вариации напряженности геомагнитного поля в Португалии в I тысячелетии до нашей эры // Физика Земли, 2009, № 7, С. 54-62.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕВОНСКИХ ДАЕК КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

*Р.В. Веселовский^{1,2} (ramzesu@ya.ru), А.А. Арзамасцев³,
С.Б. Боцюн¹, А.М. Фетисова¹*

¹Геологический ф-т МГУ, Москва;

²ИФЗ РАН, Москва;

³ГИ КНЦ РАН, Анапты

Введение Современные исследования крупных магматических провинций (LIPs), развивающихся в пределах древних кратонизированных областей, показывают, что анализ условий их формирования и эволюции возможен только на основе корректной реконструкции геодинамических обстановок и тектонических процессов, имевших место на разных этапах развития докембрийских литосферных блоков. Одним из главнейших элементов LIPs являются рои магматических даек – корневых зон LIPs, вскрытых в глубоко эродированных областях древних кратонов. Наличие высокоточных и хорошо датированных палеомагнитных полюсов, полученных по близковозрастным дайковым роям, позволяет максимально детально восстановить геодинамические условия формирования этих даек и сопряжённых с ними крупных магматических провинций (LIPs).

В пределах Балтийского щита Восточно-Европейской платформы широко развиты проявления палеозойского (девонского) дайкового магматизма. Только в кольской части Балтийского щита закартировано более 5500 субвулканических тел, значительная часть которых представлена палеозойскими дайками [1]. При этом парадоксально, что палеомагнитные данные по девонским дайкам Кольского полуострова полностью отсутствуют. Между тем, получение палеомагнитных определений по девонским дайкам Балтийского щита позволит восполнить существенный пробел в палеомагнитной базе данных для этой территории, приходящийся на интервал 400-320 млн. лет, а также сделает возможным построение детальных палеотектонических реконструкций Восточно-Европейской платформы для времени 380-360 млн. лет назад.

Полевые и лабораторные работы С целью реконструировать тектоническую эволюцию Фенноскандинавского щита в интервале 400-350 млн. лет, нами, совместно с сотрудниками Геологического института Кольского НЦ, было проведено рекогносцировочное палеомагнитное опробование долеритовых даек Баренцевоморского побережья, относимых к инициальной фазе палеозойского магматизма [1], а также даек щелочных лампрофиров Кандалакшского побережья, внедрившихся (согласно тем же авторам) в финальной фазе. В настоящей работе представлены результаты обработки первой части коллекции, в которую вошли 8 долеритовых даек баренцевоморского побережья и 12 щелочных даек кандалакшского побережья Белого моря. Дайки

долеритов субвертикальны, имеют значительную мощность (до 10–40 метров) и прослеживаются на большие расстояния (до 70 км); дайки щелочных пород маломощны (не более 1–2 м), прослеживаются на первые десятки метров и часто имеют довольно сложную конфигурацию.

Лабораторные исследования отобранных образцов выполнялись по стандартной методике [3] в лабораториях МГУ и ГИН РАН и включали в себя детальные температурные чистки с числом шагов не менее 12–15, измерение вектора остаточной намагниченности и статистическую обработку полученных результатов. Было выявлено наличие интерпретируемого сигнала удовлетворительного качества в большинстве из опробованных даек. Несмотря на более чем скромный объём рассматриваемой части коллекции, в образцах из изученных даек достаточно уверенно выделяется в общей сумме семь компонент намагниченности (за исключением современной вязкой компоненты). Результаты компонентного анализа каждого из изученных объектов приведены в Табл. 1.

Результаты и обсуждения Долеритовые дайки Баренцевоморского побережья несут палеомагнитный сигнал хорошего качества. В 5 дайках и вмещающих их метаморфических породах фундамента уверенно выделяется компонента N: в четырёх случаях она является единственной (за исключением вязкой) компонентой намагниченности, а в дайке 93 – среднетемпературной. Это обстоятельство, а также наличие отрицательного теста контакта (опробовались вмещающие породы на значительном (более 100 м) удалении от дайки), может являться указанием на то, что дайки и вмещающие породы перемагничены неким событием. Компонента R присутствует лишь в одной дайке (93) и является наиболее стабильной высокотемпературной компонентой намагниченности. Обращённое направление компоненты R лежит рядом с направлением компоненты N, что может свидетельствовать об их близком возрасте. Компонента DE достаточно уверенно выделяется в двух дайках, причём в образцах из дайки 25 она выделяется по пересечению кругов перемагничивания. Компонента Liin выделяется в двух дайках.

В щелочных дайках Беломорского побережья палеомагнитная запись существенно хуже – лишь в 5 дайках удаётся выделить 3 компоненты намагниченности: близкие по направлениям Liin-S и N-S, а также компоненту WN.

С целью предварительной оценки возраста выделенных компонент намагниченности, соответствующие им виртуальные геомагнитные полюсы сопоставлялись фанерозойским [4] (Рис. 1) и докембрийским (по [2]) (Рис. 2) участками кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса (КМП) Восточно-Европейской платформы (ВЕР). Полюсы компонент DE и обращённой WN располагаются вблизи средне-позднедевонского участка кривой КМП. Направление компоненты N соответствует полюсу, лежащему в непосредственной близости с полюсом 187 млн. лет, а схожесть направлений компонент N-S, Liin-S, обращённой R с направлением компоненты N может указывать на их мезозойский возраст. Направление компоненты Liin находится близко к участку кривой КМП для интервала 1,27–1,00 млрд. лет.

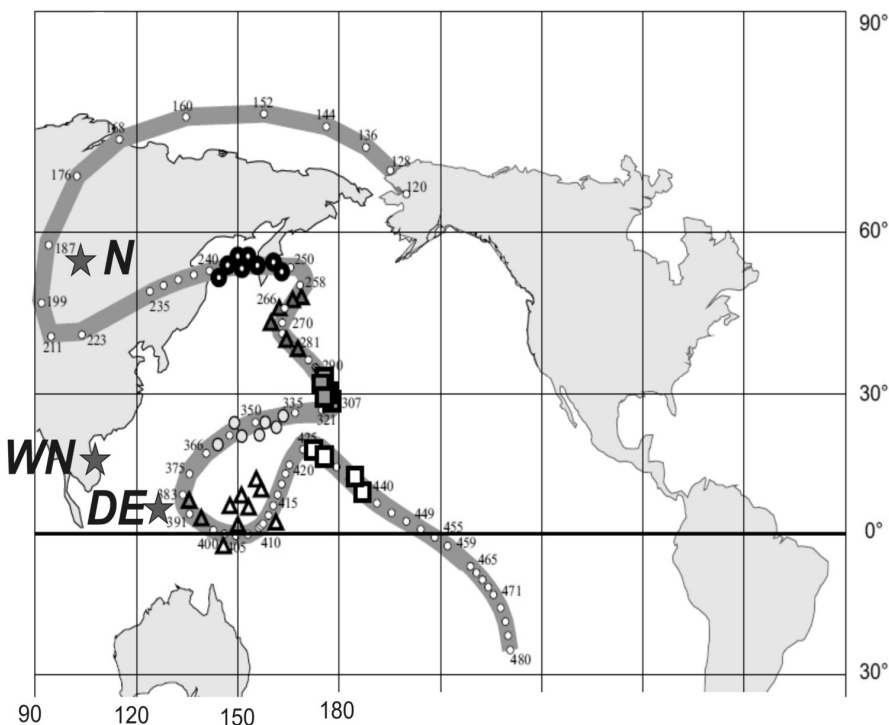


Рис. 1. Фанерозойский отрезок кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса Восточно-Европейской платформы (из [2]). Звёздочками показано положение виртуальных геомагнитных полюсов, отвечающих направлениям компонент намагниченности «N», «WN» и «DE» (см. текст).

Полученные результаты палеомагнитных исследований позволяют сделать предварительный вывод о том, что значительная часть основных и щелочных девонских даек северо-восточной части Фенноскандинавского кратона испытала воздействие перемагничивающего события предположительно мезозойского возраста, происходившего в течение длительного времени, достаточного для смены полярности геомагнитного поля (компоненты N и R практически антиподальны). В пользу этого предположения говорит наличие в двух дайках, наряду со среднетемпературными компонентами мезозойского возраста, более стабильных (высокотемпературных) компонент намагниченности (DE, WN), возраст которых, вероятно, соответствует девону. Важно отметить, что мезозойское перемагничивание в пределах западной части Восточно-Европейской платформы неоднократно отмечалось при палеомагнитных исследованиях ордовикских пород Ленинградской области [4], протерозойских даек Карелии [2] и в других районах, что указывает на масштаб данного события. Тем более парадоксально, что какие-либо геологические обра-

зования, которые могли бы свидетельствовать о мезозойской эндогенной активности в пределах северной и восточной Фенноскандии, до настоящего времени не были обнаружены. Многочисленные результаты геохронологических исследований, базирующихся на стабильных ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), либо радиогенных (Rb-Sr, U-Pb) изотопах, не указывают на нарушение изотопных систем под влиянием молодых событий [1].

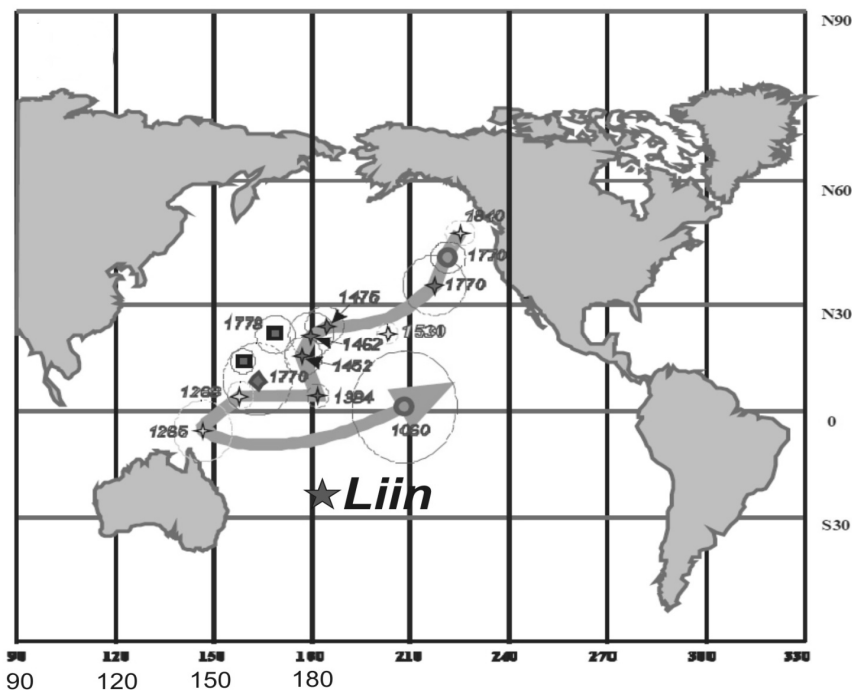


Рис. 2. Докембрийский отрезок кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса Восточно-Европейской платформы (из [2]). Звёздочкой указано положение виртуального геомагнитного полюса, отвечающего направлению компоненты «Liin» (см. текст).

Таким образом, результаты проведённых рекогносцировочных исследований указывают на то, что в некоторых опробованных девонских дайках Кольского полуострова сохранился первичный (древний) палеомагнитный сигнал и при условии значительного увеличения числа объектов, участвующих в выборке, они могут быть использованы для получения девонского палеомагнитного полюса ВЕП. Однако большинство из изученных даек в мезозойское время подверглось воздействию масштабного перематнивающего события, геологические проявления которого до сих пор не обнаружены. Поэтому одной из главных задач предстоящих исследований является обнаружение вещественных доказательств мезозойской эндогенной активности в пределах изученного региона. Учитывая полное отсутствие мезозойской

компоненты в долеритовых дайках Печенгского роя и более значительное воздействие молодого перемагничивающего события в северо-восточной и южной частях Кольского полуострова, наиболее вероятным представляется поиск мезозойских даек и жил в Кандалакшской палеорифтогенной зоне.

Финансовая поддержка: программы ОНЗ-6 и ОНЗ-8 РАН.

1. Арзамасцев А. А., Федотов Ж. А., Арзамасцева Л. В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. – СПб.: Наука, 2009. – 383 с.
2. Лубнина Н.В. Восточно-Европейский кратон от неогархей до палеозоя по палеомагнитным данным: Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Москва, 2009. 40 с.
3. Палеомагнитология. (п/р А.Н.Храмова). – Л.: Недра, 1982. – 312 с.
4. Smethurst M.A., Khramov A.N., Pisarevsky S. Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic // Geophys. J. Int. 1998. V. 133. P. 44–56.

ГИГАНТСКИЕ СКАЧКИ БАРКГАУЗЕНА В ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

В.С. Вечфинский, С.С. Соловьева, В.В. Федин

РГАТА, Рыбинск

Исследования, проведенные в последние тридцать лет, показали, что магнитная текстура ферримагнитных минералов, содержащихся в горных породах, в результате их термонамагничивания в постоянном поле H_T способна хранить информацию об условиях, в которых происходило это термонамагничивание. В первую очередь это относится к «запоминанию» породой напряженности H_T [1, 2]. При термонамагничивании горной породы, содержащей многодоменные частицы магнетита, возникает наведенная магнитная анизотропия (НМА). Одним из следствий НМА является возникновение на частных петлях гистерезиса намагниченности подобных пород перетяжек, которые наблюдаются при значениях намагничивающего поля, близких напряженности H_T . Эти перетяжки вызваны появлением на пути движения доменных границ больших потенциальных энергетических барьеров, которые обуславливают большие скачки Баркгаузена (СБ) [3].

Однако действительно гигантские СБ могут наблюдаться в некоторых породах, независимо напряженности поля термонамагничивания и вообще от того – намагничивались эти породы или нет.

Большие перетяжки наблюдались на образцах камчатской лавы четвертичного периода (вулкан Мутновский), содержащих многодоменные зерна титаномагнетита с низким содержанием титана (температура Кюри (T_C) равнялась 520–570°C).

Частные петли гистерезиса измерялись на образцах с природной остаточной намагниченностью. Затем те же образцы термонамагничивались при охлаждении от T_C до комнатной температуры в постоянных магнитных полях $H_T = 1\text{--}2$ Э. Далее образцы нагревались до T_C и охлаждались в немагнитном

пространстве. То есть в ферриманетиках, содержащихся в них, создавалось абсолютное нулевое состояние (АНС). Образцы также размагничивались переменным магнитным полем промышленной частоты и амплитудой 500 Э. Размагничивание производилось по трем осям образца кубической формы с длинной ребра 1 см. Таким образом, образец приводился если не в нулевое состояние (НС), то, по крайней мере, в парциальное нулевое состояние.

Частные петли гистерезиса, полученные на образцах с природной и термоостаточной намагниченностями, а также на образцах находящихся в абсолютном нулевом состоянии или размагниченных переменным магнитным полем, были практически одинаковы. Наблюдаемые перетяжки соответствовали приблизительно одним и тем же значениям намагничивающего поля, независимо от предыстории образца (от 5 до 10 Э). На Рис. 1 приведена частная петля гистерезиса одного из этих образцов.

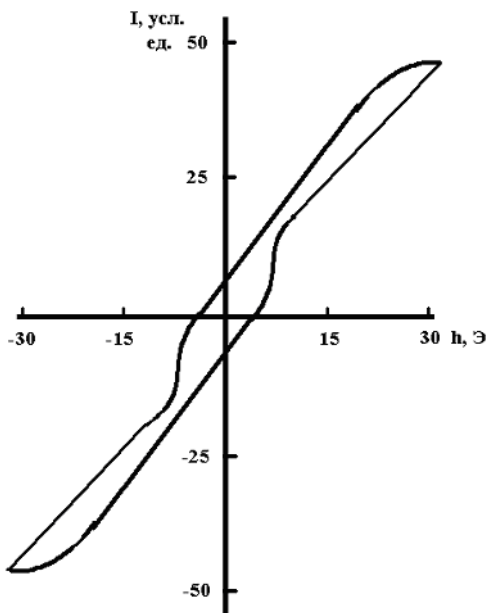


Рис. 1. Пример частной петля гистерезиса.

По формулам, приведенным в работе [3] мы рассчитали теоретические петли гистерезиса, в которых на пути движения доменных границ возникают гигантские потенциальные барьеры. График подобной петли приведен на Рис. 1. Оказывается, что энергия этих гигантских барьеров должна не менее чем в 100 раз превышать энергию потенциальных барьеров магнитных минералов с обычными петлями гистерезиса и примерно в 10 превышать энергию барьеров, отвечающих за появление перетяжек на петлях, несущих информацию о величине поля H_T .

Надо отметить следующее. С недавних пор материалы с петлями гистерезиса, подобными петле, приведенной на Рис. 1 применяются в технике и технологии ферримагнитных материалов [4, 5]. Причем эти ферриты сложны по составу и технологии изготовления. Перетяжки на петлях гистерезиса таких материалов также наблюдаются при одних и тех же значениях намагничивающего поля. Что характерно, петли гистерезиса, подобные приведенной на Рис. 1 наблюдаются на материалах, подвергнутых упругой деформации, то есть под воздействием внешнего давления. В природе горные породы также подвергаются воздействию давления со стороны окружающих толщ. Наши эксперименты показывают, что ферримагнетики, нужные в технике и получаемые по специальным и сложным, а значит и дорогостоящим, технологиям, существуют в природных условиях.

Здесь, как нам кажется, следует привести еще некоторые общие замечания по поводу того, почему эффекты магнитной памяти НМА очень слабы и требуют специальных методов исследования. Объем статьи не позволяет привести подробный теоретический анализ. Ограничимся только выводами.

Как уже неоднократно говорилось, при диффузионной стабилизации на пути движения доменных границ возникают «гигантские» потенциальные энергетические барьеры. Слово «гигантские» здесь поставлены в кавычки, потому что согласно теоретической оценке они превышают средний уровень энергии ДГ примерно в 10–20 раз. И только в особых случаях они действительно становятся гигантскими. Согласно современным представлениям вклад в эффекты памяти ДАННОГО типа НМА в основном вносят 180-градусные доменные границы с определенными линиями Блоха. Они составляют лишь некоторую часть общего числа различных доменных границ. Кроме того, данные эффекты НМА анизотропны. Они наиболее ярко проявляются при измерении петель гистерезиса вдоль направления создавшего их магнитного поля (поля термонамагничивания H_T). Поэтому данный вид НМА следует называть однонаправленной наведенной магнитной анизотропией (ОНМА). При регистрации петель гистерезиса в ОНМА вносят вклад только границы, расположенные параллельно или под ограниченным углом к направлению действующего магнитного поля.

Заключение

Результаты, подобные приведенным в данной работе, уже не в первый раз показывают, что геофизические исследования, исследования в области магнетизма горных пород зачастую не только предвещают результаты в области техники и технологии ферримагнетиков, но дают возможность находить магнитные минералы с экзотическими свойствами в недрах Земли. Все описанные выше эффекты магнитной памяти открыты на геологических объектах – горных породах и лишь в дальнейшем были обнаружены на искусственных ферримагнетиках. Основные экспериментальные результаты были получены более 30 лет назад. Однако, по тогдашнему мнению некоторых теоретиков, подобные петли гистерезиса не могли существовать. Поэтому, не смотря на

то, что данное явление впервые наблюдалось в геофизических исследованиях, нам приходится говорить, что и в породах существуют подобные ферри-магнетики. То есть материалы, которые получаются в технике по специальным технологиям. В то же время отбор образцов Камчатской лавы проводился с поверхности по простейшей палеомагнитной методике.

1. *Шашканов В.А., Металлова В.В.* Безнагревные методы определения напряженности древнего геомагнитного поля. Л.:Изд-во ЛГУ, 1982. 144 с.
2. *Вечфинский В.С., Великанов Д.С., Севрюгин Н.Н.* Наведенная магнитная анизотропия горных пород (система эффектов и методы исследования) // Физика Земли. 2005. № 12. С. 47-52.
3. *Вечфинский В.С., Ершов А.Н., Юмагулов М.Г.* Физико-математическая модель перетянутых петель гистерезиса магнетитосодержащих пород // Физика Земли. 1999. № 5. С. 83-88.
4. *Ломаев, Г. В.* Исследование метода эффекта Баркгаузена и его применение в измерениях, автоматике и контроле материалов и окружающей среды [Текст]: автореф. дис. ... д-ра технич. наук / Г. В. Ломаев. -Ижевск. Ижевский гос. Технический университет, 1998. 47 С.
5. *Ахизина С.П.* Бистабильные магнитные элементы из сплава викаллой: технологический, физический и прикладной аспекты исследования. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. физ.-мат. наук. Ижевск. 1997. 24 с.

ГИСТЕРЕЗИСНЫЕ ПАРАМЕТРЫ КАК ОТРАЖЕНИЕ НЕОБЫЧНОГО МАГНИТНОГО ПОВЕДЕНИЯ НАНОЧАСТИЦ ГЕТИТА, СИНТЕЗИРОВАННОГО С ПРИМЕНЕНИЕМ ПОВЕРХНОСТНО АКТИВНЫХ ВЕЩЕСТВ

Т.С. Гендлер¹, А.Н. Антонов², А.А. Новакова²

¹ИФЗ РАН, Москва;

²Физический ф-т МГУ, Москва

Гетит очень часто выступает как существенная компонента богатых гематитом красноцветов, которые являются важными в палеомагнитных исследованиях. Последние исследования с применением криогенных магнетометров показали, что в трековых количествах гетит может присутствовать практически во всех осадках. Различаются 4 генетических типа гетита: 1) осадочный; 2) происходящий за счет процессов замещения; 3) почвенный, образованный за счет выветривания и биогенной деятельности; 4) низко-температурные гидротермальные жилы. Источником железа гетитов 2) типа могут быть растворы железа из богатых железом силикатов. Эпигенетический гетит также относится к замещающим гетитам. Он осаждается в небольших количествах из циркулирующих подпочвенных вод в порых известковых осадков без реального замещения минералов материнской породы. Образование железисто-го пигмента в осадочных породах так же связано с быстро протекающими реакциями в ионных растворах и ранней стадией кристаллизации аморфных железосодержащих соединений. Примером зоны гипергенеза, где зафиксированы самые начальные процессы аутигенного минералообразования, являются поверхностные отложения термальных рассольных источников, связанных с разломами Боядагской и Челекенской антиклинальных структур в районе

Прибалханской депрессии. Скважины и источники (гидровулканы) выводят на поверхность горячие хлоридные кальциево-натриевые рассолы. В работе [1] при изучении магнитных характеристик отложений полуострова Челекен был установлен их сложный многофазный состав, включающий как аморфные и суперпарамагнитные гидроокиси (гетит, ферригидрит), так и значительное количество ферримагнитных соединений с различными Тс в области 300-600°С, природа которых явно связана с богатством элементов в растворах, но осталась до конца не выясненной.

Для диагностики тонкодисперсного гетита и выявления динамики формирования его магнитных свойств в осадочных породах требуется предварительное изучение искусственно синтезированных наночастиц при меняющихся условиях синтеза и исследование вариаций их магнитных свойств. Размеры частиц гетита и способ синтеза существенно влияют на магнитные характеристики, а также на процесс дегидратации гетита при нагревании и свойства получаемого гематита. Задача данного модельного исследования состояла в изучении особенностей магнитных свойств наноразмерного α -FeOОН, соосаждённого из раствора соли хлорида железа FeCl_3 щёлочью NaOH в присутствии различных поверхностно-активных веществ (ПАВ). Основной проблемой получения наночастиц гетита с узким распределением по размерам является протекание процессов агрегации наночастиц α -FeOОН на стадии синтеза. Наночастицы характеризуются избыточной энергией, связанной с высокоразвитой межфазной поверхностью раздела. Для получения частиц заданной дисперсности необходимо вовремя остановить их рост. Одним из способов получения наночастиц нужной дисперсности является добавление в раствор ПАВ, которые, как предполагается, образуют на поверхности частиц защитный слой и тем самым уменьшают свободную поверхностную энергию. ПАВы различаются по своему взаимодействию с поверхностью частиц и делятся на катион активные, анионактивные и комплексоны [2].

Данное исследование является продолжением работ по изучению наночастиц гетита, синтезированных с применением ПАВ [3–8]. В качестве поверхностно-активных веществ, стабилизирующих частицы гидроокиси, были выбраны: додецилсульфат натрия (ДСН- анион-активный ПАВ), цетилпиридиний хлорид (ЦПХ - катион-активный ПАВ) и динатриевая соль этилендиаминотетрауксусной кислоты (ЭДТА-комплексон).

В предыдущих работах [3, 4] с помощью мессбауэровской спектроскопии была сделана оценка размеров частиц гетита, полученного при применении различных ПАВ. Показано, что если в случае синтеза без применения ПАВ доля невзаимодействующих наночастиц с размерами < 13 нм составляет 60%, то при использовании ПАВ эта доля увеличивается до 70 и 80 % в случае использования ЦПХ и ДСН соответственно. При применении ЭДТА в качестве ПАВ эта доля близка к 100%, что, очевидно, делает этот ПАВ наиболее эффективным для поставленной задачи. Электронная микроскопия показала наличие крупных игольчатых структур гетита (размерами 50 – 100 нм длиной и 10-20 нм толщиной) и большое количество плохо окристаллизованных

мелких частиц размером 1-4 нм [4, 8]. Относительная доля крупных частиц падает от 30% при синтезе без ПАВ до 0% в ряду ЦПХ, ДСН, ЭДТА. Мессбауэровская спектроскопия так же подтвердила бимодальное распределением по размерам: частицы менее 5 нм, и крупные частицы более 18 нм. Однако, терромагнитный анализ (ТМА) показал, что при применении выше названных ПАВ в наночастицах гетита наблюдаются особенности, связанные не только с размерными эффектами, но и с активной сорбционной способностью их поверхности. За счет исключительной чувствительности ТМА к магнитным фазам и фазовым магнитным переходам, удалось установить, что система становится неомогенной: большую ее часть составляют наночастицы гетита, однако присутствуют и некие дополнительные метастабильные фазы, испытывающие при нагреве на воздухе необратимые фазовые переходы с образованием сильномагнитных соединений. Так, в случае применения ЦПХ в качестве ПАВ было предположено присутствие лепидокрокита наряду с гетитом, в случае с ДСН к основной фазе гетита добавляется тонкодисперсный пирит, а при использовании ЭДТА в качестве ПАВ образуется комплекс Fe(III) с ЭДТА [3, 4].

В данной работе основное внимание было уделено гистерезисным магнитным характеристикам наночастиц гетита. Все магнитные измерения проводились на магнетометре VFTB ЕМ в ГО «Борок». Исследовались те же образцы, что и в предыдущей работе, но после их естественного старения при нахождении в течение года в воздушно-сухом состоянии. Терромагнитные кривые нагрева и охлаждения были измерены в интервале температур 20-700- 20°C в поле 400 мТл. Петли гистерезиса были получены при комнатной температуре в магнитном поле от 0 до 1 Тл, по этим измерениям были определены величины намагниченности насыщения, остаточной намагниченности, коэрцитивной силы и остаточной коэрцитивной силы- характеристики, в которых может отразиться влияние различия в ПАВ на магнитные свойства наночастиц гетита в исходном состоянии, а также на процесс его дегидратации и магнитные характеристики получаемых в результате этого процесса частиц гематита.

Как и в предшествующих измерениях [5], терромагнитные кривые наночастиц гетита после 1-го года старения значительно отличались от классической кривой для массивного природного гетита (Рис. 1). Поэтому гистерезисные параметры были измерены для трёх состояний образцов: 1) исходное состаренное; метастабильное (после нагрева до пика намагниченности и последующего охлаждения до комнатной температуры); конечное (после нагрева до 700°C и последующего охлаждения).

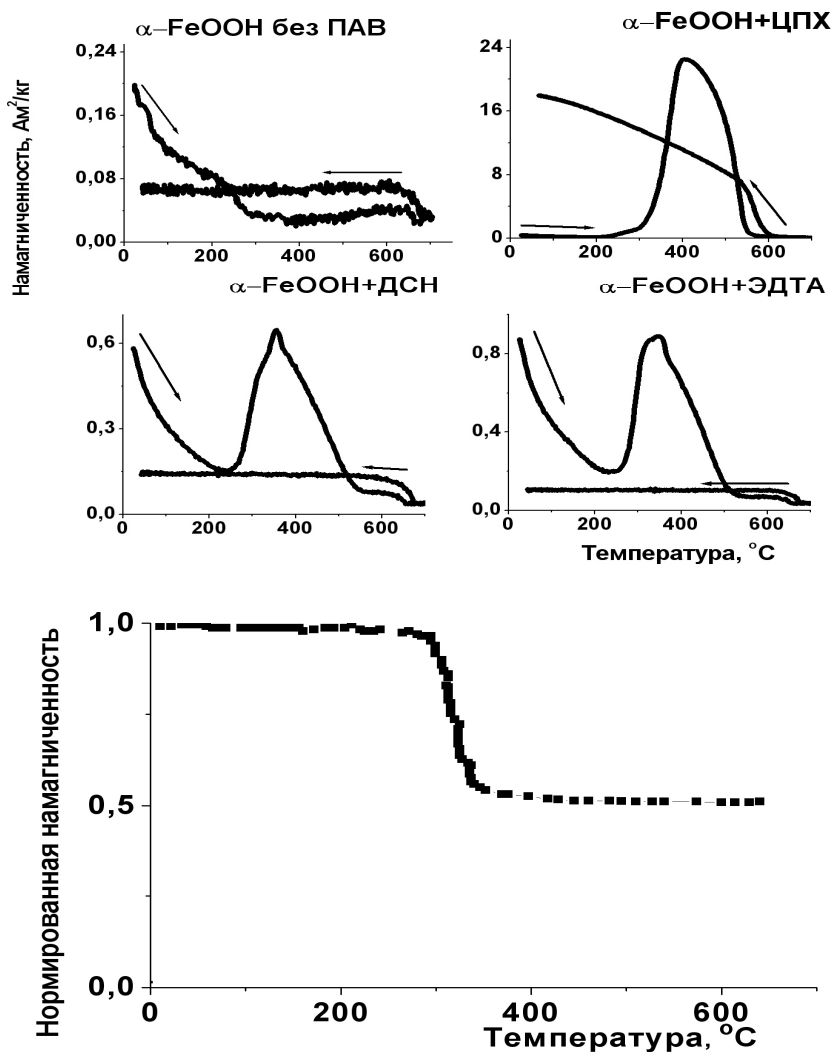


Рис. 1. Сверху – Термомагнитные кривые наночастиц гетита, синтезированных без и с применением различных ПАВ. Стрелками указаны процессы нагрева и охлаждения. Снизу – термомагнитная кривая массивного природного гетита.

Процесс дегидратации массивного гетита и его фазовый структурный переход в гематит обычно происходит при температуре около 300 $^{\circ}\text{C}$, при этом его намагниченность уменьшается примерно в 2 раза. При уменьшении размеров частиц процесс дегидратации становится постепенным и происходит при меньшей температуре (начиная с 120 $^{\circ}\text{C}$). Петли гистерезиса всех образ-

цов в исходном состоянии (после старения) представляют собой прямые линии с различным наклоном (Рис. 2). Такие зависимости характерны для парамагнетиков и суперпарамагнитных частиц. Следовательно, несмотря на присутствие относительно крупных частиц, основу синтезированных препаратов составляют наночастицы гетита в суперпарамагнитном состоянии и присутствующие в качестве второй фазы парамагнитные соединения.

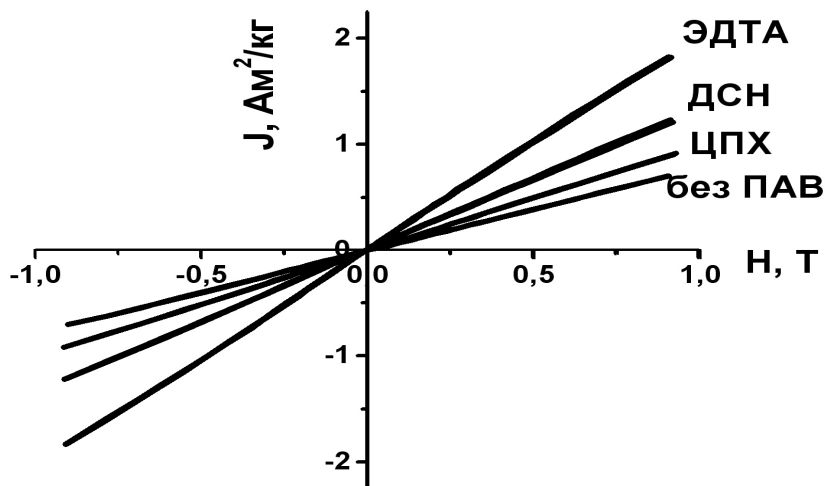


Рис. 2. Зависимости намагниченности от поля (исходное состаренное состояние).

Петли гистерезиса для образцов, нагретых до температуры пика намагниченности и затем охлаждённых до комнатной температуры (Рис. 3) существенно отличаются от петель исходного состояния и друг от друга. Видно, что метастабильные фазовые состояния образцов, синтезированных с применением разных ПАВ, сильно различаются по величинам остаточной намагниченности и намагниченности насыщения, а также по коэрцитивности. «Замораживание» этих состояний было выявлено в ходе измерения термомагнитных кривых охлаждения и последующего нагрева.

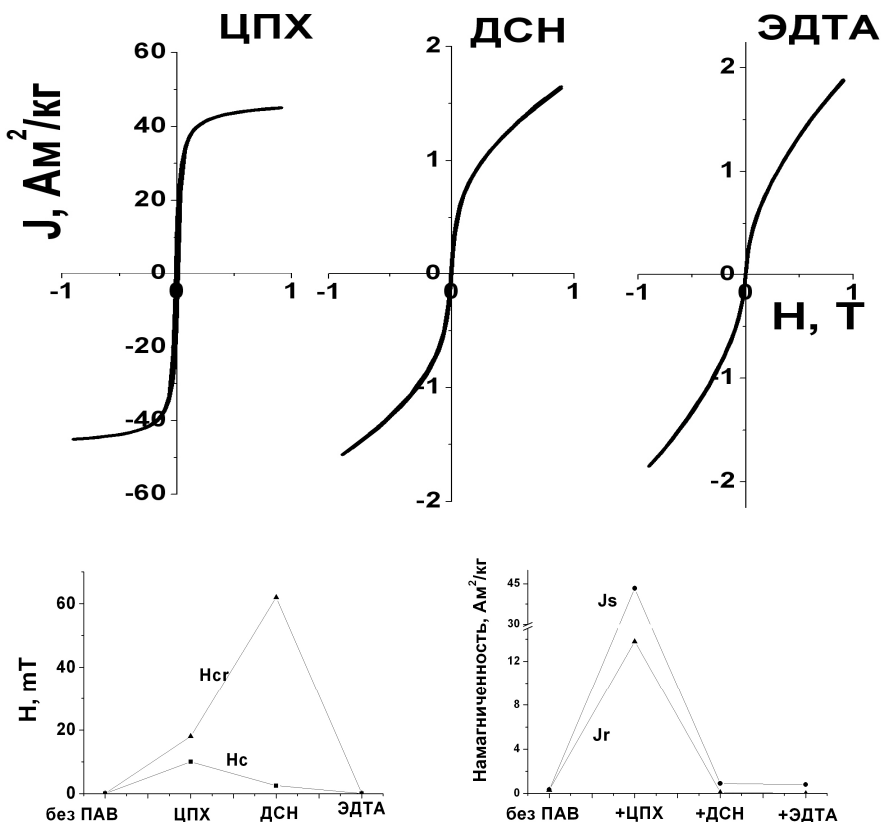


Рис. 3. Петли гистерезиса (вверху) образцов, нагретых до температуры пика намагниченности и затем охлаждённых до комнатной температуры- метастабильное состояние; вариации величин намагниченностей (J_s , J_r) и коэрцитивности (H_c , H_{cr}). На оси абсцисс указаны типы ПАВ, применённых при синтезе.

В случае применения ЦПХ в интервале 250-500°C происходит фазовый переход в результате, которого образуется сильномагнитное ($J_s = 43,3 \text{Am}^2/\text{kg}$, $J_r = 13,8 \text{Am}^2/\text{kg}$) относительно магнитомягкое соединение ($H_c = 10 \text{мТл}$, $H_{cr} = 18 \text{мТл}$). По этим величинам, а также по температуре Кюри $T = 550^\circ\text{C}$ можно сказать, в этом состоянии основной вклад в намагниченность даёт маггемит ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$), который мог появиться при нагревании только за счет дегидратации лепидокрокита ($\gamma\text{-FeOOH}$), образовавшегося в этом образце в качестве второй фазы при синтезе. Петли гистерезиса метастабильного состояния наночастиц гетита, синтезированных с применением ДСН и ЭДТА, представляют собой сумму вкладов от ферромагнитной и парамагнитной (суперпарамагнитной) компонент. Вычисленные после вычитания пара \setminus суперпарамагнитной составляющей величины J_s равны 0,11 и 0,07 Am^2/kg , соответственно.

Остаточная намагниченность $J_r = 0,05 \text{ Ам}^2/\text{кг}$ в случае ДСН и $0,03 \text{ Ам}^2/\text{кг}$ в случае ЭДТА. Параметры магнитной жесткости также различны для двух рассматриваемых случаев, указывая на абсолютно разные метастабильные фазы, образовавшиеся во время синтеза наночастиц гетита. Об этом же свидетельствуют и термомагнитные кривые этих метастабильных фаз (Рис. 4), имеющих различные T_c и различные температуры необратимого разрушения.

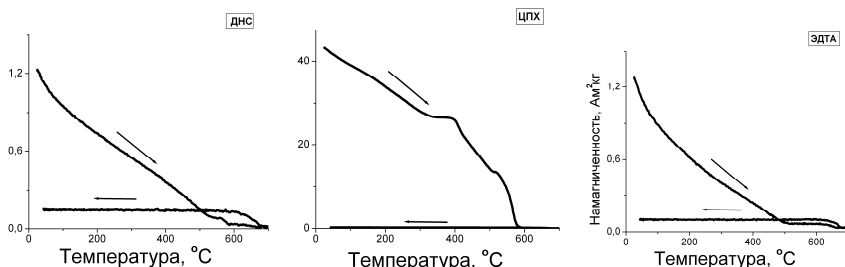


Рис. 4. Термомагнитные кривые синтезированных наночастиц гетита, после нагрева до температур пиков (Рис. 1) и последующего охлаждения (метастабильные фазы). Типы ПАВ, применявшиеся при синтезе: слева – ДНС, в центре – ЦПХ, справа – ЭДТА.

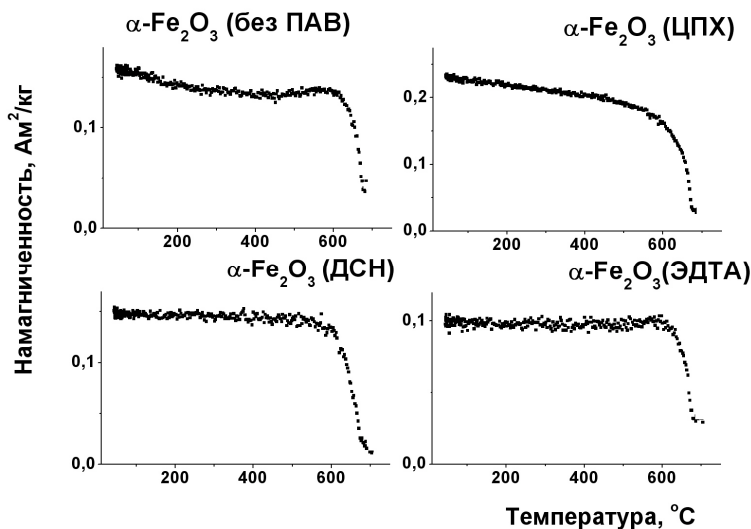


Рис. 5. Термомагнитные кривые охлаждения от 700°C синтезированных наночастиц гетита, предварительно нагретых до температуры пика (увеличенный масштаб кривых охлаждения на Рис. 4).

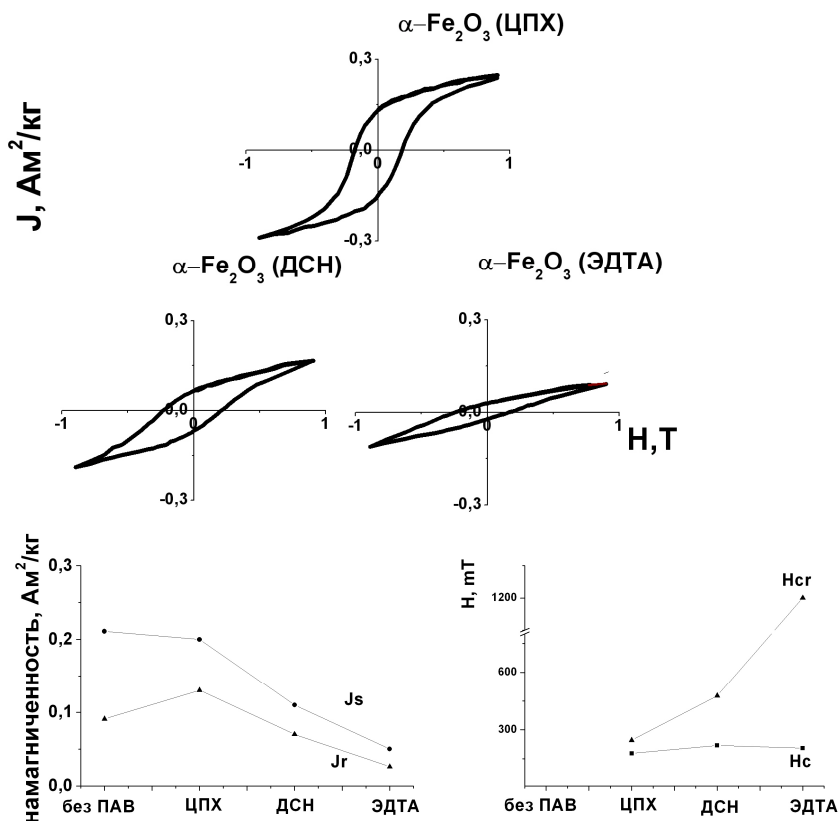


Рис. 6. Петли гистерезиса образцов (вверху), нагретых до 700°C и затем охлаждённых до комнатной температуры (конечное состояние); вариации величин намагниченностей (J_s , J_r) и коэрцитивности (H_c , H_{cr}) для полученных гематитов (внизу).

Конечное состояние наночастиц гетита, полученное после нагрева как исходных, так и метастабильных образцов до 700°C , характеризуется полным разрушением метастабильных фаз и образованием однофазного гематита, что следует из Рис. 4, 5. Вид кривых для всех образцов, синтезированных с применением различных ПАВ, соответствует аналогичным кривым для массивных гематитов различного происхождения. Небольшую долю тонкодисперсных частиц можно предположить только в образце, синтезированном без применения ПАВ. Очевидно, частицы гематита при лабораторных нагревах образуются значительно большего размера, чем исходные частицы гетита. Однако, несмотря на близкую форму термомагнитных кривых и единственную $T_c = 675^\circ\text{C}$, гистерезисные характеристики образовавшихся гематитов достаточно разнообразны. Петли гистерезиса образцов, нагретых до 700°C и затем охлаждённых, не только резко отличаются от петель исходного и метастабиль-

ного состояний, в первую очередь шириной, но так же различны и между собой (Рис. 6). Намагниченность всех образцов не достигает насыщения в поле 1 Тл, что не удивительно для магнитожёсткого гематита, однако величины намагниченности насыщения J_s не достигают значения $0,5 \text{ Ам}^2/\text{кг}$, характерного для "массивного" гематита, и варьируют в пределах от $0,07 \text{ Ам}^2/\text{кг}$ в случае использования ЭДТА в качестве ПАВ до $0,22 \text{ Ам}^2/\text{кг}$ при применении ЦПХ, что близко к J_s образца, синтезированного без ПАВ. Аналогично, величины остаточной намагниченности также возрастают от значения $0,03 \text{ Ам}^2/\text{кг}$ для ЭДТА до $0,08 \text{ Ам}^2/\text{кг}$ в случае ДСН, но наибольшее значение $J_r = 0,16 \text{ Ам}^2/\text{кг}$ наблюдается у гематита, образованного с применением ЦПХ. Параметры коэрцитивности полученных гематитов также различаются: Их вариации обратны вариациям величин намагниченностей (Рис. 6). Наименее жесткий гематит получается после дегидратации гетита, полученного с применением ЦПХ, где в качестве дополнительной метастабильной фазы наблюдался маггемит: величины H_c и H_{cr} равны 178 и 246 мТл соответственно. Наиболее магнитожёсткий гематит, образуется из нанопорошка гетита, синтезированного с применением комплексона ЭДТА в качестве ПАВ ($H_c = 205 \text{ мТл}$, $H_{cr} = 1200 \text{ мТл}$).

Таким образом, в данной работе показано, что поверхностно активные вещества, присутствующие в растворах при осаждении частиц гетита, не только стабилизируют наночастицы, замедляя процесс их кристаллизации и роста, но за счет сорбционных свойств гетита активно воздействуют на одновременное образование различных дополнительных фаз на поверхности. Это сказывается в изменении его стабильности, характере фазовых переходов и разнообразии магнитных свойств образующихся гематитов. Если сами наночастицы гетита, осажденные из природных растворов, на начальном этапе не приобретают химической остаточной намагниченности и не вносят вклада в NRM осадка, то их дальнейшее существование в осадке и естественная дегидратация могут способствовать на определенном временном интервале образованию не только различных гематитов химического происхождения, но и устойчивых метастабильных магнитных фаз, обладающих остаточной намагниченностью большей величины, чем у гематита, предшествующих его появлению. В принципе такой процесс может рассматриваться как вполне возможный при образовании красноцветов.

Коллектив авторов благодарит научную группу Московского Института Стали и Сплавов за предоставленные образцы. Исследование проводится при поддержке гранта РФФИ (09-03-00925).

1. Авидова Т.Е., Багин В.И., Гендлер Т.С., Трубихин В.М. Тонкая структура геомагнитного поля, Москва 1986, 73-88
2. Абрамзон А.А. Поверхностно- активные вещества. Свойства и применение-Л.: Химия, 1975-284г.
3. Пузик И.И. Исследование влияния поверхностно-активных веществ на свойства нанопорошков на основе железа, полученных химико-металлургическим методом . МисСс. Москва 2009.

4. Савилов А.Р. Магнитные характеристики, дисперсность и фазовый состав наночастиц гидроксида железа в зависимости от условий синтеза. Физический факультет МГУ. Москва 2009.
5. Гендлер Т.С., Новакова А.А., Савилов А.Р. и др. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Борок 22-25 октября 2009г. Ярославль 2009, 63-68.
6. Смирнов Е.В., Гендлер Т.С., Макаров Е.Ф., Новакова А.А. Влияние поверхностно-активных веществ на сверхтонкие магнитные взаимодействия в наночастицах гетита. Изв. РАН, сер физическая, 2007, 71, N9, 1316-1319.
7. Гендлер Т.С. Магнитные взаимодействия в наночастицах магнетита и маггемита в зависимости от условий синтеза. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Материалы семинара, Борок, 2007, с. 36-42.
8. Novakova A., Savilov A., Antonov A. & Gendler T. Different surface active substances influence on the goethite nanoparticles magnetic properties and phase transitions. 17-th International conference SCTE, September 5-10, 2010, Annecy, France.

ОСОБЕННОСТИ ТЕРМИЧЕСКОГО ФАЗОВОГО ПРЕВРАЩЕНИЯ ПРИРОДНЫХ ЛЕПИДОКРОКИТОВ ПО ДАННЫМ РЕНТГЕНОВСКОЙ ДИФРАКЦИИ

С.К. Грибов (gribov@borok.yar.ru), А.В. Долотов

ГО «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок, Ярославская обл.

В термодинамических условиях земной поверхности процесс дегидратации лепидокрокита ($\gamma\text{-FeOOH}$) можно представить как последовательную реакцию $\gamma\text{-FeOOH} \rightarrow \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (маггемит) $\rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (гематит). Причем с точки зрения магнетизма данное разложение относится к переходу парамагнетик–сильный ферромагнетик–нескомпенсированный (слабый) антиферромагнетик с, казалось бы, вполне понятным поведением магнитных свойств. Однако, предпринятое нами на природных лепидокрокитах разного генезиса детальное изучение динамики изменения намагниченности насыщения (J_S) в ходе их дегидратации на воздухе в изотермических условиях ($t = 300$ часов, $T = 150\div 450^\circ\text{C}$) [1] обнаружило смену (уменьшение) наклона восходящей ветви зависимости $J_S(t)$ в области промежуточных температур реакции. Более того, в этих же T, t -интервалах установлен факт аномального изменения химической остаточной намагниченности CRM: вместо роста $J_{rc}(t)$ на стадии $\gamma\text{-FeOOH} \rightarrow \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ перехода происходило ее локальное снижение [2]. Причем величина этого эффекта уменьшалась, а его положение смещалось в сторону меньших времен при увеличении температуры реакции (Рис. 1). Настоящее исследование предпринято с целью установить причину необычного поведения данных магнитных свойств посредством тщательного рентгенографического изучения тонкой структуры продуктов дегидратации природных лепидокрокитовых образцов, ранее использованных в работе [2] в качестве исходных и подвергнутых нами аналогичной термической обработке. Основные результаты этого исследования представлены ниже.

Дифрактограмма образца в исходном состоянии дает достаточно полную систему четких рефлексов (интерференционных линий), что свидетельствует

о хорошей степени окристаллизованности исследуемого природного γ -оксигидроокисла железа. При этом отражения типа 00l имеют систематически меньшую ширину, что является показателем проявления преимущественной ориентации (текстуры) частиц вдоль кристаллографической оси $\bar{C}$ кристалла и согласуется с игольчатым строением исходного вещества. По всему набору зарегистрированных интерференционных линий исходный образец хорошо описывается ортогональной (пр. гр. $Cmcm$, $Z = 4$) элементарной ячейкой с межплоскостными расстояниями $a = 3,071 \text{ \AA}$; $b = 12,531 \text{ \AA}$; $c = 3,872 \text{ \AA}$ и объемом $V = 148,97 \text{ \AA}^3$, близкими к табличным параметрам для лепидокрокита.

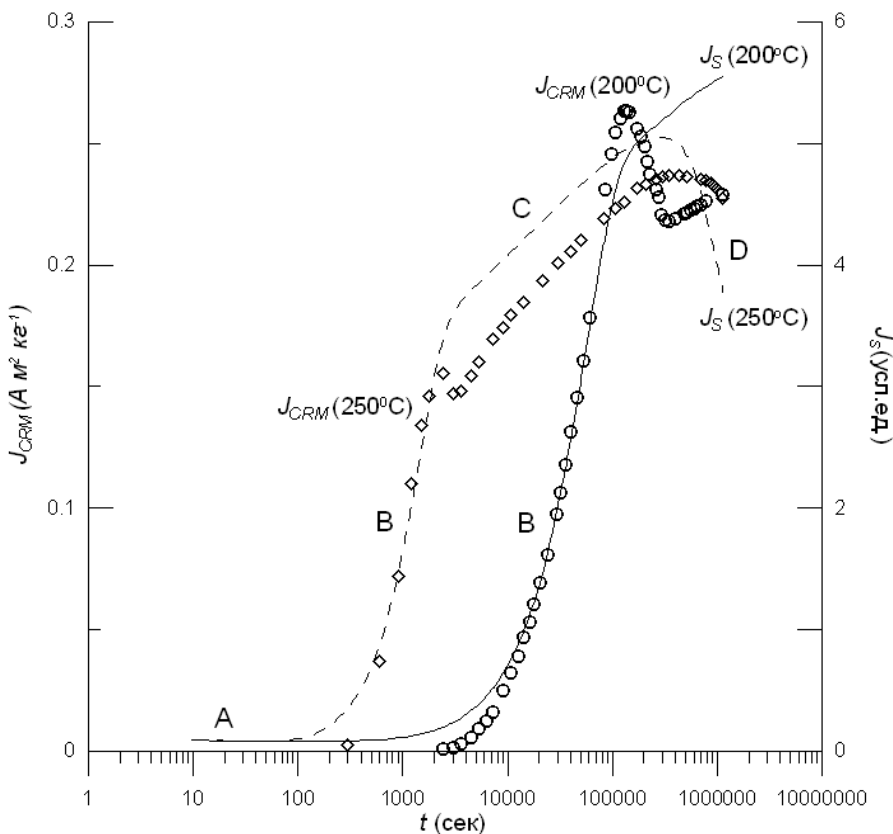


Рис. 1. Корреляционная связь между $J_S(t)$ и $J_{CR}(t)$ в процессе изотермического (при 200 и 250°C) разложения лепидокрокита.

После выделения вкладов инструментальных функций в уширение дифракционных максимумов проанализирован характер угловых зависимостей истинного физического уширения β (на половине высоты) рефлексов иско-

го лепидокрокита. Установлено нарушение зависимости обратной пропорциональности β от $\cos\Theta$, что свидетельствует о неравноосности первичных областей когерентного рассеяния (ОКР). Их средние размеры L , рассчитанные по формуле Шеррера [3], в направлениях, перпендикулярных отражающим кристаллографическим плоскостям (200), (020) и (002), составили соответственно 6100 Å, 3300 Å и 10800 Å. Оценка среднего уровня микродеформаций ε по эффекту уширения дифракционных линий исходного γ -FeOОН, выполненная на основе графика Вильямсона-Холла [4], показала, что остаточные упругие напряжения пренебрежимо малы. Последнее, безусловно, отражает свойства природных образцов: в них, скорее всего, можно ожидать такое структурное состояние исходного лепидокрокита, которое соответствует равновесной, совершенной структуре.

Детальный анализ дифрактограмм продуктов дегидратации позволил при постановке схемы отжига, идентичной магнитометрическим кинетическим экспериментам работ [1, 2], напрямую соотнести закономерности изменения $J_S(t, T)$ и $J_{rc}(t, T)$ с выявленными особенностями структурной перестройки исследованного лепидокрокита.

Так, в течение первоначального отрезка времени t_0 реакции дегидратации (соответствующего выделенному нами участку А снижения первичной величины $J_S(t, T)$ (Рис. 1)) методом рентгенофазового анализа при комнатной температуре регистрируются только рефлексы кристаллической решетки γ -FeOОН. С увеличением времени реакции ($t > t_0$) интенсивность рефлексов исходного лепидокрокита начинает падать (впрочем, при сохранении формы самих дифракционных пиков), а в анализируемом интервале углов постепенно формируется новая система интерференционных линий, характерной особенностью которых является их значительное уширение по сравнению с инструментальной линией. По этой причине, а также из-за их (рефлексов) относительно низкой интенсивности и перекрытия с брэгговскими отражениями исходного минерала надежное определение каких-либо количественных характеристик новой фазы на начальных этапах структурного превращения γ -FeOОН не представляется возможным (на временном отрезке t_0 – t_1 реакции на дифракционной кривой имеется лишь некоторое увеличение уровня фонового дифрагированного рентгеновского излучения в области углов $2\Theta \sim 41$ – 42°). По завершению же отрезка времени t_2 (т.е. в конце С периода роста зависимости $J_S(t)$) на дифрактограмме порошка хорошо индифицировались только восемь дополнительных максимума, угловое положение которых соответствовало наиболее сильным отражениям гранецентрированной кубической (ГЦК) структуры шпинели (пр. гр. $Fd\bar{3}m$). Наблюдаемое смещение центров тяжести этих рефлексов в сторону больших углов дифракции с ростом температуры и времени прогревов образцов указывает на существенное уменьшение периода a элементарной ячейки новой фазы, который в ходе реакции снижается от 8,378 Å (максимальное зарегистрированное нами значение) до 8,340 Å (при $t = t_2$), т.е. приближается к значениям параметра кристаллической решетки, характерным для γ -Fe₂O₃. Отметим также тот факт, что при

образовании шпинельной фазы рентгенограммы фиксируют смещение рефлексов остаточного лепидокрокита лишь при временах $t > t_1$ изотермической реакции. Причем по результатам расчетов межплоскостных расстояний наибольшее снижение определено для параметра b , чувствительного к присутствию гидроксильных групп в элементарной ячейке $\gamma\text{-FeOOH}$.

Согласно дифрактограммам образцов, еще до достижения момента времени t_2 (отвечающего области экстремальных значений $J_S(t)$ и $J_{rc}(t)$) при температурах выше 250°C лепидокрокит без остатка переходит в маггемит. Важно подчеркнуть также, что уже на стадии перехода $\gamma\text{-FeOOH} \rightarrow \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, соответствующего в условиях магнитного кинетического эксперимента с проявлением участка В первоначального роста кривых $J_S(t)$ и $J_{rc}(t)$, на рентгенограммах появляются рефлексы гематита, по которым определяется его гексагональная симметрия (пр. гр. $R\bar{3}C$, $Z = 6$). Причем с самого начала регистрации интерференционные линии данной фазы существенно уже маггемитовых, что свидетельствует о большей ее размерности и упорядоченности. В частности, после дегидратации при 250°C к моменту времени t_1 гематит характеризовался следующими параметрами: $a = 5,037 \text{ \AA}$; $c = 13,750 \text{ \AA}$; $V = 302,3 \text{ \AA}^3$; $L \sim 300 \text{ \AA}$; $\varepsilon \sim 0,003$ (последние два значения определены по отражениям (012-024)). В течение последующего отрезка времени $t_1 - t_2$ дегидратации данные величины несколько изменяются. Например, после 64 часов (при 250°C) отжига образцов оценки размеров ОКР $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (по парам интерференционных линий 110-220 и 113-226) показали, что L равен $\sim 400 \text{ \AA}$, а ε не превышает 0,002. Однако на данном этапе структурного перехода $\gamma\text{-FeOOH}$ прирост гематитовой составляющей был замечен в основном на временном интервале дегидратации, в течение которого в работе [2] было выявлено упомянутое выше локальное снижение кривой $J_{rc}(t)$. При этом было обнаружено, что степень прироста гематита убывает с повышением температуры, уменьшаясь более чем на порядок при переходе от 200°C до 275°C , т.е. отражает характер «аномального» изменения $J_{rc}(T)$. Одновременно с этим по усилению размытости (с возрастанием кристаллографических индексов Миллера) дифракционных «шпинельных» отражений кратных порядков было установлено, что по мере повышения температуры реакции увеличивалась напряженность в состоянии остаточной маггемитовой фазы. Таким образом, еще в ходе частичного $\gamma\text{-FeOOH} \rightarrow \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ превращения, рентгенографически фиксируется скачкообразное появление $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, последующее дополнительное увеличение содержания которого существенно блокируется в образце с увеличением температуры отжига (т.е. повышается термическая устойчивость остаточного $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$). Данная особенность, видимо, замечена впервые, поскольку в других рентгенодифрактометрических исследованиях о ней не сообщается. Следовательно, на стадии изотермической (в нашем случае в интервале $187\text{--}275^\circ\text{C}$) дегидратации лепидокрокита, соответствующей перегибу наклона восходящего участка зависимости $J_S(t)$, в образце одновременно существуют три фазы: сохраняющиеся части исходной $\gamma\text{-FeOOH}$ и новообразованного $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, а

также $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, являющегося продуктом реализованного с относительно большой скоростью частичного полиморфного $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ превращения (напомним, что переход $\gamma\text{-FeOOH} \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ при дегидратации невозможен по термодинамическим соображениям).

Для рассматриваемого временного (t_1 – t_2) этапа $\gamma\text{-FeOOH} \rightarrow \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ превращения анализ дифракционных профилей шпинельной фазы позволил выделить следующие существенные их особенности.

а. Уширенные максимумы (пики) рефлексов $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ не имеют чисто гауссовской формы, а содержат более протяженные «хвосты» и в целом хорошо аппроксимировались функцией псевдо-Войта с большой долей лоренцевской составляющей. Такой характер размытия рентгеновских дифракционных максимумов, согласно существующим теоретическим расчетам [5], соответствует рассеянию рентгеновских лучей от кристаллов с хаотически распределенными дислокациями, создающими вокруг себя статистические поля атомных смещений.

б. Введение параметра текстурирования, характеризующего преимущественную ориентацию образующихся маггемитовых кристаллитов в кристаллографическом направлении $[1\bar{1}0]$, позволило добиться лучшего соответствия аппроксимирующих функций экспериментально регистрируемому профилю линий дифрактограммы шпинельной фазы. Данное обстоятельство является

показателем сохранения текстуры вдоль кристаллографической оси $\bar{C}$ исходного лепидокрокита и отвечает условиям ориентационных соотношений $\gamma\text{-FeOOH} \rightarrow \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ перехода ($[001]_{\gamma\text{-FeOOH}} \parallel [1\bar{1}0]_{\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3}$).

в. Наиболее уширенными являются рефлексы от плоскостей, «заселенных» атомами Fe, по сравнению с кислородными плоскостями, что указывает на неупорядоченность характерных положений ионов Fe^{3+} в кристаллической решетке $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$.

г. Дифракционные линии с индексами hkl ($h+k+l \neq 3n$, где n – целое число) на рентгенограммах маггемитовой фазы становятся значительно шире, что, согласно современным представлениям [6], может быть связано с наложением эффектов от одномерного разупорядочивания ГЦК-решетки статистически расположенными в ней сдвиговыми дефектами упаковки (д.у.) – плотноупакованными атомными слоями, находящимися в укладке гексагонального типа.

Иными словами, физические уширения дифракционных отражений маггемитовой фазы содержат сложную комбинацию вкладов разной природы. Необходимость специального дополнительного моделирования соотношения компонент в измеряемых полуширинах β в этом случае значительно затрудняет разделение эффектов расширения рефлексов $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ от размерного фактора и микронапряжений по угловой зависимости β . Тем не менее, по результатам расчетов (по интерференционным линиям (220) и (440)) эффективный (истинный+обусловленный д.у.) средний размер когерентно отражающих кристаллитов (в кристаллографическом направлении $[110]$) к моменту време-

ни t_2 не превышает $70\text{\AA}$, а уровень микродеформаций ε в них составляет $\sim 0,009$ (при 225°C) и $\sim 0,013$ (при 275°C). Вычислить параметры тонкой структуры маггемитовой фазы по другим кристаллографическим направлениям оказалось, к сожалению, невозможно из-за отсутствия соответствующих им четких рефлексов кратных порядков, не подверженных влиянию текстуры.

При последующих временах реакции ($t > t_2$), начиная с изотермических отжигов при $T > 250^\circ\text{C}$, рентгенограммы образцов впервые начинают показывать заметное уменьшение интенсивностей дифракционных отражений маггемитовой фазы при параллельном новом усилении рефлексов $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, что на зависимости $J_S(t, T)$ проявилось спадом намагниченности (участок D кривой $J_S(t)$) после достижения ею максимального значения при указанных температурах реакции. Следует отметить, что постепенный характер зарегистрированного согласованного перераспределения интенсивностей рассеяния рентгеновских лучей γ - и α -окислами железа наглядно доказывает, что в этом случае изотермическое полиморфное фазовое превращение (вплоть до достижения полного завершения химической реакции) требует уже значительно-го времени. Причем эта вторая ступень образования $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, согласно нашим рентгеновским данным, протекает тем медленнее, чем ниже температура процесса. При этом результаты рентгеноструктурного анализа свидетельствуют, что на данном этапе превращения $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ рост температуры увеличивает средний размер ОКР гематита, который для $T = 600^\circ\text{C}$ и $t = 50$ час достигает $\sim 700\text{--}1400\text{\AA}$ при $\varepsilon \sim 0,001$. Одновременно с увеличением размера кристаллитов $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, судя по уменьшению искажения дифракционных линий, происходит также совершенствование ее кристаллической решетки. Вместе с тем на данной заключительной стадии раложения $\gamma\text{-FeOOH}$ по мере увеличения температуры и времени отжигов параметры элементарной ячейки $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ изменяются незначительно (ср. $a = 5,035\text{\AA}$; $c = 13,747\text{\AA}$ после дегидратации при $T = 600^\circ\text{C}$ и $t = 50$ час).

Ради полноты изложения укажем также, что идентификация формирующихся в ходе дегидратации фаз показала отсутствие в дифрактограммах образцов каких-либо дополнительных сверхструктурных рефлексов шпинельной фазы. Это означает, что структурные вакансии в $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ остаются неупорядоченными при всех состояниях данного соединения. Кроме того, проведенная нами оценка распределения вакансий в катионных подрешетках $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ по измеренным интенсивностям рентгеновских отражений (400) и (440) (согласно теоретически построенной градуировочной кривой [7]) показала $\sim 5\%$ концентрацию их в тетраэдрических пустотах анионного каркаса. При этом в ходе реакции количество вакансий в кислородных тетраэдрах возрастает до $\sim 15\%$.

Выявленная двухэтапность в образовании гематита интерпретируется нами фазовым превращением $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ сначала в приповерхностном слое (I ступень), а затем во внутренней части зерна (II ступень). Исходя из результатов настоящей работы, можно также предположить, что при данном

полиморфном переходе механизм спонтанной перестройки ГЦК-решетки маггемита в ГПУ-решетку гематитовой фазы, реализуемый в ходе термического разложения $\gamma\text{-FeOOH}$, подобен дислокационному механизму. В соответствии с этой моделью перестройка структуры $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ осуществляется движением частичных дислокаций типа $a/6\langle 112 \rangle$ в каждой второй плотноупакованной атомной плоскости (111) (кристаллографический сдвиг типа мартенситного), предопределяющим и облегчающим последующее диффузионное кооперативное перераспределение ионов Fe^{3+} к октаэдрическим пустотам кислородного каркаса, отвечающим гематитовой решетке. Такие структурные изменения можно представить, как одномерное (вдоль направления [111]) разупорядочение шпинельной фазы распределенными (через два межплоскостных интервала (111)) ошибками укладки (дефектами упаковки, ограниченных частичными дислокациями) атомных слоев по гексагональному типу.

На основании изложенного можно полагать, что в случае реакции разложения лепидокрокита полнота изотермического перехода $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, вероятно, в конечном итоге обусловлена результатом действия двух процессов: возникновением несовершенств структуры $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$, «механически» блокирующих ведущие дислокации, и снятием этих несовершенств за счет увеличения длительности и/или температуры процесса. При этом, судя по полученным результатам, важно отметить, что для возникновения структурных несовершенств, ответственных за повышение устойчивости маггемита, при относительно низких температурах нагрева требуется весьма продолжительное время.

Итак, установленная рентгенографически двухступенчатость в образовании гематитовой фазы в ходе реакции изотермической дегидратации природной лепидокрокитовой фракции является, по-видимому, ключевой для понимания процесса в целом и сопутствующих изменений магнитных свойств образцов в частности.

Данная работа поддержана РФФИ (грант № 09-05-00471) и была начата под руководством А.К. Ганеева

1. Ганеев А.К., Грибов С.К., Долотов А.В. Влияние марганца на кинетику термического разложения природных лепидокрокитов / Сб. «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент». Материалы семинара. Ярославль. 2009. С. 55-62.
2. Ганеев А.К., Грибов С.К. Особенности кинетики температурных фазовых и магнитных превращений природного лепидокрокита / Сб. «Проблемы магматической и метаморфической петрологии». Материалы докладов. М. 2008. С. 11-13.
3. Klug H.P., Alexander L.E. X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials. 2nd ed. New-York: J. Wiley. 1974. 966 p.
4. Williamson G.K., Hall W.H. X-ray line broadening from fcc aluminium and wolfram // Acta Metall. 1953. V. 1. Iss. 1. P. 22-31.
5. Кривоглаз М.А. Теория рассеяния рентгеновских лучей и тепловых нейтронов реальными кристаллами. М.: Наука. 1967. 336 с.
6. Ustinov A.L., Olikhovska L.O., Budarina N.M., Bernard F. Line profile fitting: The case of fcc crystals containing stacking faults. In: Diffraction analysis of the microstructure of materials (Eds. E.J. Mittermeijer, P. Scardi). Springer. Berlin. 2004. P. 333 -362.

**ВЕЙВЛЕТ-АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ.
«КОРОТКИЕ» (500 – 4500 ЛЕТ) ХАРАКТЕРНЫЕ ВРЕМЕНА
КОЛЕБАНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И
МАГНИТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОРОД ПОЗДНЕЙ ПОЛОВИНЫ
ХРОНА МАТУЯМА (ЗАПАДНАЯ ТУРКМЕНИЯ)**

Г.З. Гурарий¹, М.В. Алексютин², Н.М. Атаев³

¹ГИН РАН, Москва;

²Мутус Либер Интернейшнал, Дубаи, ОАЭ;

³НИГРИ Миннефтегаза Туркменистана, Ашхабад, Туркменистан

В работах [1, 2] были приведены установленные нами характерные времена колебаний, присутствующих в рядах склонения, наклонения и относительной палеонапряженности стационарных полей до и после инверсии Ранняя Харамильо и во время инверсии (разрез Аджидере). Результаты, полученные при использовании двух методов – МЕМ и вейвлет-анализа, позволили сделать вывод о необходимости использования именно вейвлет-анализа при изучении спектральных характеристик элементов поля. Это обусловлено непостоянством присутствующих в данных рядах колебаний по времени их проявления, наличием ускоряющихся и замедляющихся процессов.

Столь необычные результаты потребовали проведение дополнительных исследований для выяснения влияния на данные вейвлет-анализа особенностей изучаемых нами объектов – возможное наличие перерывов в изучаемых толщах пород и колебание скорости осадконакопления. Несомненно, представлял интерес сравнить результаты анализа основных археомагнитных рядов напряженности поля, полученные при использовании обычных методов и вейвлет-анализа, с нашими результатами. Полученные при этом данные приведены в [3, 4] и свидетельствуют о следующем:

1. Неупорядоченное изменение скорости осадконакопления в 2-3 раза практически не сказывается на результатах. Однонаправленное изменение скорости приводит к кажущемуся ускорению (замедлению) изучаемых колебаний. Наиболее уверенными критериями отсутствия (наличия) такого влияния является отсутствие (наличие) подобного изменения колебаний с различными характерными временами того же параметра и различных палеомагнитных и магнитных характеристик изучаемой части разреза. Перерывы в осадконакоплении в основном влияют на колебания, характерные времена которых сравнимы (и, тем более, меньше) времени перерывов [3].

2. Характер выделяемых в археомагнитных рядах колебаний при использовании вейвлет-анализа свидетельствует об их крайней неоднородности даже в пределах коротких интервалов времени, изменении от интервала к интервалу и от региона к региону. В выделенных колебаниях отражаются как

близкие к периодическим, так и замедляющиеся и ускоряющиеся процессы [4].

Установленные в последнее время характеристики колебаний с характерными временами 500-4500 лет при изучении пород на границе хронов Матуяма и Харамильо и в частях разреза, фиксирующих «стационарное» поле этих хронов, при учете данных, изложенных в [3], позволяют сделать следующие выводы:

1. Учитывая строение разреза можно довольно уверенно предположить, что значительные нарушения процесса седиментации в детально изученных его частях, которые могли бы привести к заведомо ложным выводам, отсутствуют.

2. В намагниченности и магнитных свойствах изученных пород присутствуют изменения, связанные с влиянием двух основных факторов – литологии и магнитного поля Земли.

3. Влияние литологии ясно прослеживается на вейвлет-диаграммах параметров, отражающих изменение состава (количественного и качественного) ферромагнитного материала – $IRM_{(0,8T)}$, H_{cr} , $IRM_{(0,8T)}300^\circ$, $IRM_{(0,8T)}500^\circ$ и разности значений двух последних параметров. Практически синусоидальные колебания, связанные с литологическим фактором, характеризуются основными периодами – 3,5; 5; 8 (11?) тыс. лет. Исходя из этих величин и их постоянства в течение примерно 50-60 тыс. лет, можно предположить, что в данном случае отражаются климатические колебания или тектонические движения.

4. Колебания с периодами 5, 8, (11?) тыс. лет наблюдаются также на вейвлет-диаграммах несомненно палеомагнитных параметров – склонении и наклонении, и на параметре, зависящем как от литологии, так и от поля – так называемом показателе относительного изменения палеонапряженности поля – $R_{ns} = (I_n300^\circ - I_n500^\circ) / (IRM_{(0,8T)}300^\circ - IRM_{(0,8T)}500^\circ)$. Совпадение периодов изменения литологических (магнитных) и палеомагнитных параметров позволяет предположить наличие общей (несомненно, внешней) причины их изменения.

5. Остальные выделенные времена колебаний в рядах векторных и скалярных параметров, характеризующих палеомагнитную характеристику и магнитную фракцию изученных пород, различны и полностью согласуются с предположением об их случайном характере. Пример вейвлет-диаграмм склонения вектора остаточной намагниченности, полученный при анализе средних данных по 5 образцам на каждом уровне отбора после полного терморазмагничивания и компонентного анализа, приведен на Рис. 1. Видно, что выделяемые колебания полностью согласуются с выводом о случайном характере вариаций.

Таким образом, анализ архео- и палеомагнитных данных свидетельствует о стохастическом характере вековых вариаций элементов геомагнитного поля в широком диапазоне времени (от современности до 1,2 млн. лет) для характерных времен колебаний, не превышающих 15 тыс. лет.

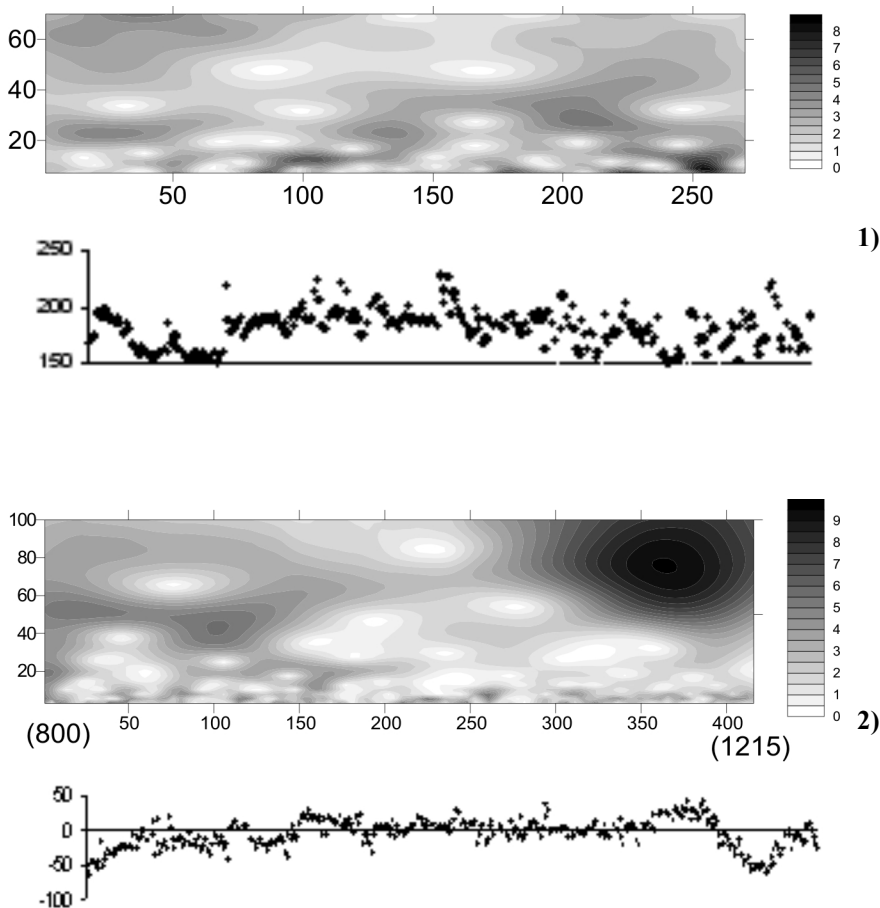


Рис. 1 (начало). Вейвлет-диаграммыклонения естественной остаточной намагниченности. 1 и 5 – «стационарное» поле хронов Матугама – 1 и Харамильо – 5; 2 – 4 поле во время инверсии Ранняя Харамильо и вблизи инверсии. Вертикальный масштаб – в уровнях отбора и годах, горизонтальный – в уровнях отбора (временной эквивалент уровня отбора – 45 лет). Отбор проводился сверху вниз по мощности, истинный ход времени – справа налево и от диаграммы 1 к диаграмме 5 (показан стрелками). Настоящие номера уровней отбора на диаграммах 2 – 4 показаны в скобках под диаграммами. Под каждой вейвлет-диаграммой – анализируемый ряд.

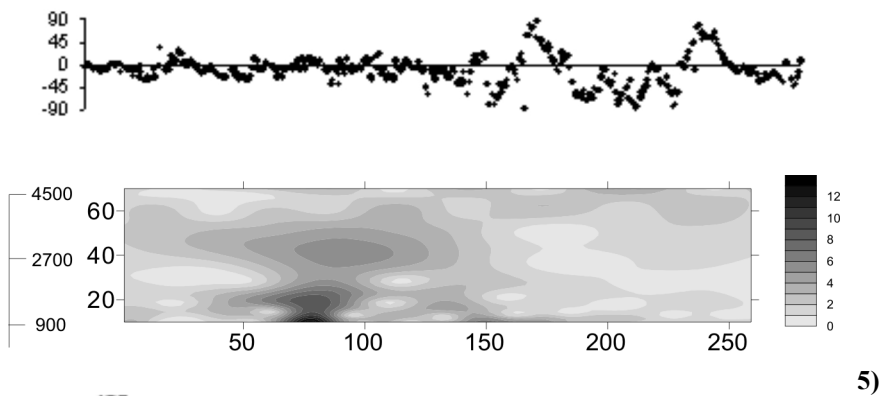
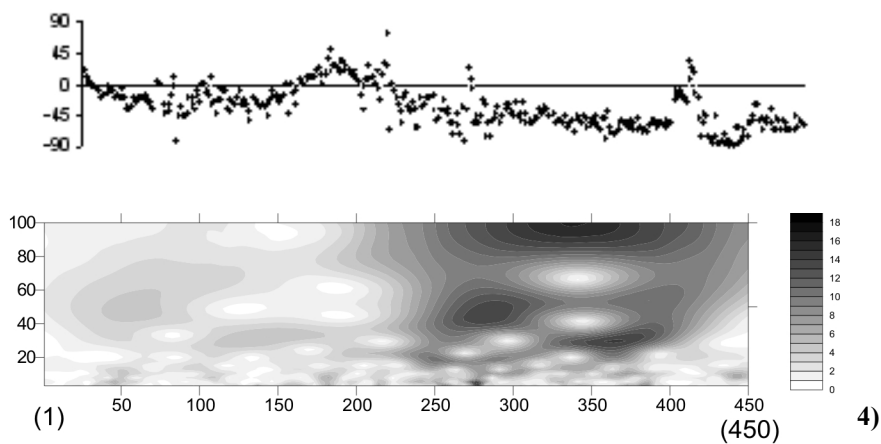
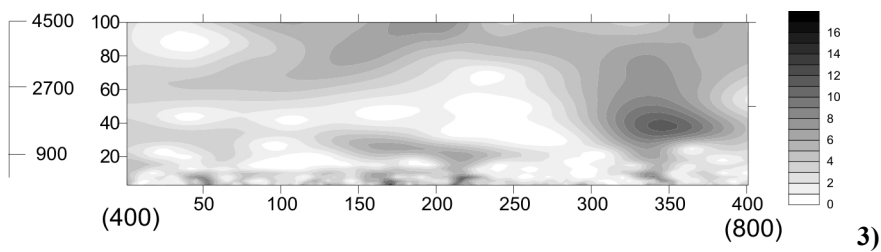


Рис. 1 (конец).

В то же время мы считаем необходимым еще и еще раз подчеркнуть, что при рассмотрении всех приведенные выше результатов необходимо иметь в виду следующее:

Как бы тщательно мы не проводили лабораторные исследования, полученные нами данные по направлению вектора естественной остаточной намагниченности содержат определенные ошибки, избавиться от которых, особенно при работах по изучению тонкой структуры поля, мы не в состоянии. Даже при исследовании пород, в которых с наибольшей достоверностью присутствует намагниченность ориентационной природы [5], всегда можно предположить возможное влияние постседиментационных процессов. Особенно большие ошибки, несомненно, содержатся в данных по определению даже относительного изменения палеонапряженности по намагниченности осадочных пород.

Столь же несомненно наличие неточностей в определении временных характеристик изучаемых толщ. В первую очередь, учитывая [3], это касается общей продолжительности времени их накопления, при определении которого мы вынуждены опираться на редкие, в основном палеомагнитные временные реперы, что может существенно сказаться на значениях характерных времен колебаний. Таким образом, имея в нашем распоряжении точный инструмент, мы не должны забывать, что изучаем весьма шумный (по всем параметрам) сигнал.

Работа выполняется при поддержке РФФИ, грант 09-05-00352.

1. Гурарий Г.З., Багин В.И., Гарбузенко А.В., Решетняк М.Ю., Трубихин В.М., **Назаров Х.** Вариации геомагнитного поля до и после инверсии Матуяма-Харамильо (Западная Туркмения) // Физика Земли. 2000. № 7. С. 31-42.
2. Гурарий Г.З., Алексютин М.В., Атаев Н. Вейвлет анализ палеомагнитных данных. 1. Характерные средние (5–10 тыс. лет) времена колебаний элементов геомагнитного поля во время инверсии Ранняя Харамильо и в поле непосредственно до и после инверсии (Западная Туркмения) // Физика Земли. 2007. №10. С. 24-34.
3. Гурарий Г.З., Алексютин М.В. Вейвлет анализ палеомагнитных данных. 2. Влияние на результаты неравномерной скорости седиментации и наличия перерывов в изучаемом разрезе // Физика Земли. 2009. №1. С.23-32.
4. Гурарий Г.З., Алексютин М.В. Вейвлет анализ палеомагнитных данных. 3. Вейвлет-анализ основных рядов археомагнитных данных о напряженности геомагнитного поля за последние 7.5 тысяч лет // Физика Земли. 2009. №6. С. 64-75.
5. Гурарий Г.З., Багин В.И., Гарбузенко А.В., Назаров Х., Трубихин В.М. Стационарное геомагнитное поле хрона Матуяма и субхрона Харамильо (Западная Туркмения) // Физика Земли. 2000. № 1. С. 33-49.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДЕВОНСКИХ И КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

А.Г. Иосифиди, А.Н. Храмов, Р.А. Комиссарова

ВНИГРИ, Санкт-Петербург

Одним из перспективных районов на поиски полезных ископаемых является Баренцево-Карский бассейн. С севера он ограничен архипелагом Шпицберген, Землей Франца Иосифа, с востока – Северной Землей, а с юга Восточно-Европейской плитой (ВЕП). Генеральная черта палеогеографической эволюции ВЕП в течение фанерозоя – движение этой плиты в северном направлении от высоких широт южного полушария до современного ее положения, в целом в умеренных северных широтах. Это движение, согласно существующим моделям, осложняется возвратными движениями и поворотами, главные из которых обычно относят к разным эпохам палеозоя и раннего мезозоя. Согласно этим моделям наиболее характерным временным интервалом возвратных движений и поворотов ВЕП является девонский – раннекаменноугольный. Таким образом, палеомагнитное изучение девонских отложений тектонических блоков, выходящих на поверхность в Баренцево-Карском бассейне, поможет уточнить историю развития этого бассейна, в том числе и его Баренцево-Печорского участка. В данной работе представляются палеомагнитные данные, полученные по девонским и каменноугольным отложениям о. Зап. Шпицберген. Коллекция образцов горных пород девонского и каменноугольного возрастов была отобрана в полевые сезоны 1986 и 1987 гг. (коллекция собрана Е. Л. Гуревичем и А. Г. Иосифиди). Первые результаты изучения этой коллекции были представлены в работах [3–5].

Девонские отложения

Лифде-фьорд. На северном берегу Лифде-фьорда в его начале в береговых обрывах отобраны образцы горных пород раннедевонского возраста – нижняя часть свиты Френкельриджен (серия Ред-Бей, D₁l [1]). В данной работе представлены результаты изучения образцов горных пород из нижней части свиты Френкельриджен (18 стратиграфических уровней (18 штучков – 27 образцов), шаг отбора 2-3 метра, общая мощность изученного интервала 60 м).

Бокк-фьорд. Продолжено исследование коллекции образцов, отобранных на о. Западный Шпицберген из раннедевонских отложений (свита кап-кьелдсен, D₁p [1]). В данной работе представляются результаты изучения верхней части нижней толщи отложений свиты кап-кьелдсен (22 стратиграфических уровня с шагом отбора 2м) и синклинальной складки, относящейся к нижней части нижней толщи отложений свиты кап-кьелдсен.

Билле-фьорд. В долине реки Мимердален отобраны девонские отложения свит Эстериахауген и Фискеклёфта (серия Мимердален), D₂g и D₃fr [1]. Мощность свиты Эстериахауген 110 метров. Изучено 28 стратиграфических уровня с шагом отбора 2-3 м., общей мощностью 60 метров (28

штуфов, 30 образцов). Мощность свиты Фискеклёфта 145 метров. Изучено 40 стратиграфических уровня с шагом отбора 2-3 м., общей мощностью 100 метров (40 штуфов, 40 образцов).

Каменноугольные отложения

Билле-фьорд. Терригенные отложения ранне- среднекаменноугольного возраста (C_{1s} - C_{2b}) отобраны в долине безымянного ручья в 2 км юго-восточнее устья р. Мимердален на южном берегу Мимер-бухты на высоте 150-200 метров над уровнем Породы представлены пестроцветными песчаниками и алевролитами. Отобрано 8 стратиграфических уровней с шагом отбора 2-7 метров, изучено 8 штуфов (22 образца). Отложения среднекаменноугольного возраста (низы башкирского яруса, C_{2b}) отобраны на юго-западном склоне г. Пирамида от высоты 370м и. Породы представлены известняками, коричневато-красными песчаниками с прослоями конгломератов. Отобрано 19 стратиграфических уровней с шагом отбора 2-10 метров, изучено 19 штуфов (50 образцов).

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Раннедевонские отложения, D_1I . Нижняя часть свиты Френкельриджен (серия Ред-Бей), Лифде-фьорд. Как видно из диаграмм Зийдервельда (Рис. 1, образец 29-6) естественная остаточная намагниченность изученных образцов горных пород имеет две компоненты. Компонента А, выделяемая в температурном диапазоне (100-350, 500°C), по всей вероятности, связана с вязким намагничиванием горных пород в геомагнитном поле кайнозойской эры. Тест складки для компоненты А – неопределенный. Распределение направлений компоненты А показано на Рис. 2а. Высокотемпературная биполярная компонента D_1I , выделяется в интервале температур 580-680°C и 660-670°C. Распределение направлений компоненты D_1I показано на Рис. 2б. Тест обращения полярности для компоненты D_1I положителен и соответствует классу С (угол между осями составляет 8°, при критическом угле равном 18°). По части образцов (5 образцов) выделяется статистически незначимая компонента обратной полярности, близкая к раннепермскому направлению геомагнитного поля.

Раннедевонские отложения D_{1p} , нижняя толща свиты кап-кьелдсен. Как видно из диаграмм Зийдервельда (Рис. 1, образец 89), естественная остаточная намагниченность изученных образцов горных пород имеет две компоненты. Компонента А, выделяемая в температурном диапазоне (100-550, 600°C), по всей вероятности, связана с вязким намагничиванием горных пород в геомагнитном поле кайнозойской эры. Тест складки для компоненты А – отрицательный.

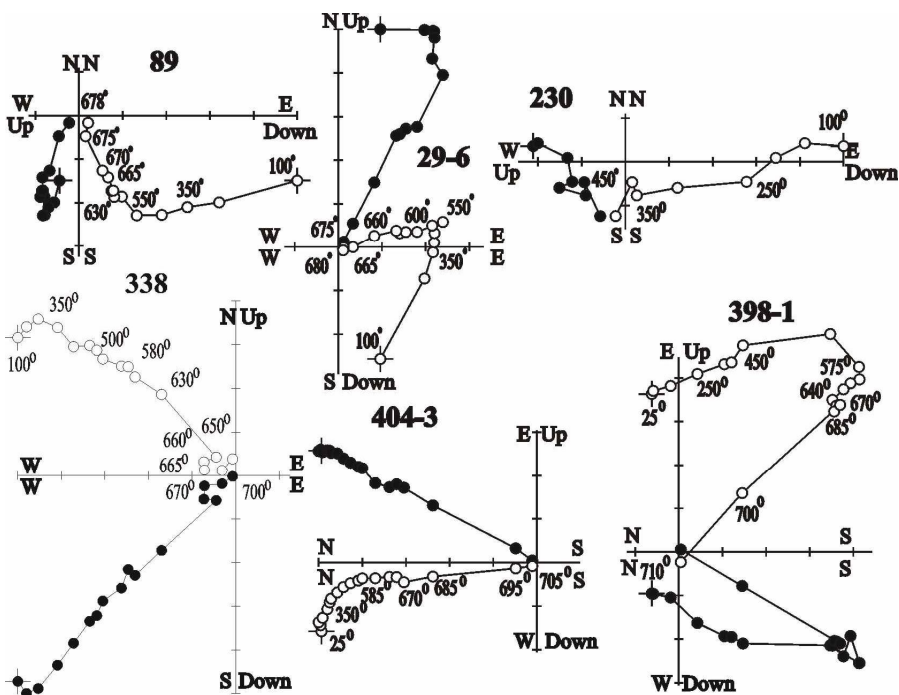


Рис. 1. Примеры размагничивания девонских и каменноугольных образцов горных пород нагревами (пустые кружки – проекция вектора в вертикальной меридиональной плоскости, залитые кружки – проекция вектора в горизонтальной плоскости; стратиграфическая система координат; остальные пояснения в тексте). Диаграммы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

Распределение направлений компоненты А показано на **Рис. 2в**. Высокотемпературная биполярная компонента D2, выделяется в интервале температур 635-660°C и 660-678°C. Тест обращения полярности для компоненты D2 положителен и соответствует классу С (угол между осями составляет 13°, при критическом угле равном 14°). Распределение направлений компоненты D2 показано на **Рис. 2г**. Образцы, отобранные из синклинальной складки, имеют также две компоненты, которые по своим направлениям близки к таковым, полученным по образцам из обнажений восточного берега Бокк-фьорда. Распределение выделенных компонент показано на **Рис. 2д-е**. По результатам теста складки компонента А постскладчатая, а D2 доскладчатая. По части образцов выделяется вторая (10 образцов) и третья (8 образцов) высокотемпературные компоненты в диапазоне температур (635, 655-670°C), которые имеют следующие направления: N = 8, D = 255°, I = -16°, Ф = 10°N, Λ = 120°E и N = 7, D = 190°, I = -11°, Ф = 16°N, Λ = 180°E. Наличие этих направлений указывает на возможные процессы перемагничивания в девоне и ранней перми [3].

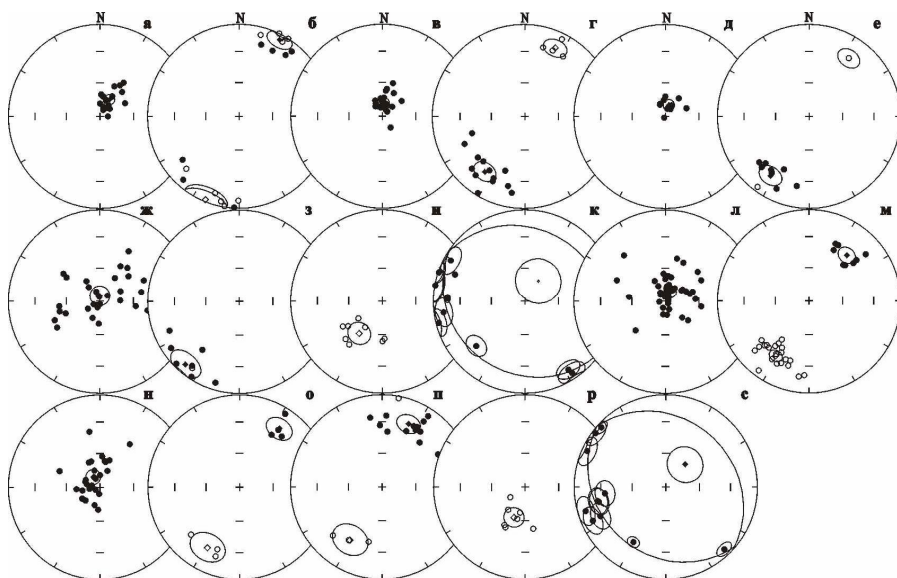


Рис. 2. Распределение направлений компонент естественной остаточной намагниченности после проведения чисток. Стереопроекции распределения компонент приведены в географической, для остальных компонент в стратиграфической системе координат; пустые (залитые) кружки- проекции векторов на верхнюю (нижнюю)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

Среднедевонские отложения D_2g , свита Эстернахауген. Все образцы при проведении термочистки претерпевали химические изменения после прогрева до 350°C , что связано в большинстве случаев с разрушением пирита и углистых пород. Большая часть имела значительные химические изменения, что не позволило выделить по этим образцам характерную компоненту J_n . В одних случаях удается выйти на начало последней компоненты J_n (Рис. 1, образец 230). По этой части образцов коллекции выделяется вторая компонента (D_2) в интервале температур $300-450, 500^{\circ}\text{C}$. На другой части образцов вторая компонента (P) выделялась, как среднее для точек в интервале температур $300-530^{\circ}\text{C}$, поскольку при температурах $550...580^{\circ}\text{C}$ поведение вектора ЕОН становится хаотичным из-за подмагничивания вновь образованного магнетита, что фиксируется увеличением магнитной восприимчивости пород. Компонента P хорошо выделяется и по кругам размагничивания в интервале температур $300-500^{\circ}\text{C}$. Распределение выделенных компонент показано на Рис. 2ж-к. По результатам теста складки компонента A постскладчатая, а компоненты D_2 и P доскладчатые.

Позднедевонские отложения D_3fr , свита Фискеклёфта. Пример диаграмм Зийдервильда представлен на Рис. 1 (образец 338). Выделить характерную компоненту J_n удалось не по всем изученным образцам. При чистке после нагрева до 300°C начинаются химические изменения, что фиксируется

увеличением значений магнитной восприимчивости. Часть образцов перемангниченна кайнозойским геомагнитным полем полностью. Тем не менее, полученная биполярная компонента D3 имеет положительные тесты складки и обращения (класс В, угол между осями положительной и обратной полярности составляет 8°, при критическом угле равном 10°). Распределение выделенных компонент показано на Рис. 2л, м.

Таблица 1.

Таблица 1.							
№	Возраст, млн. лет		Φ,°N	Λ,°E	dp,°	dm,°	Φ _m ,°
	Пород *	ChRM, млн. лет					
D _{1l} , Лифде-фьорд, (φ=79.63°N, λ=12.76°E)							
1	D _{1l}	<60	67	151	8	9	59
2		416	12	167	5	9	-3
D _{1p} , Бокк-фьорд, (φ=79.45°N, λ=13.46°E)							
3	D _{1p}	<60	81	185	4	4	71
4		410	-3	164	3	5	-12
D _{2g} , Билле-фьорд, (φ=78.6°N, λ=16.2°E)							
5	391-385	<60	89	10	20	20	80
6		390	4	155	7	14	-5
7		260-245	48	158	8	10	39
D _{3fr} , Билле-фьорд, (φ=78.6°N, λ=16.2°E)							
8	385-374	<60	80	142	11	12	71
9		380	27	161	3	6	17
C ₁₋₂ , Билле-фьорд, (φ=78.6°N, λ=16.2°E)							
10	320-316	<60	77	256	13	13	69
11		318	24	167	4	8	14
12		260-245	51	174	11	15	40

Примечания: Φ , Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса; dp , dm – полуоси овала доверия; $\varphi_{\text{м}}$ – палеомагнитная широта.

Каменноугольные отложения Билле-фьорд. Пример диаграммы Зийдервильда представлен на Рис. 1 (образец 404). Первая компонента $J_{\text{п}}$ выделяется в интервале температур 25-350, 500°C и является послескладчатой, Рис. 2н. В высокотемпературном диапазоне выделяется две компоненты $J_{\text{п}}$. Биполярная компонента С изолируется в интервале 500-700 °С. Компонента С имеет положительный тест обращения (класс С, угол между осями положительной и обратной полярности составляет 5°, при критическом угле равном 13°). По части образцов в интервале температур 500-575, 700°C выделяется компонента Р обратной полярности Рис. 1 (образец 398) Эта же компонента выделяется и по кругам размагничивания в интервале температур 300-500°C, 600-655°C. По результатам теста складки компонента А постскладчатая, а компоненты С и Р доскладчатые. Распределение выделенных компонент показано на Рис. 2н-с. В Табл. 1 представлены направления палеомагнитных полюсов по полученным компонентам $J_{\text{п}}$.

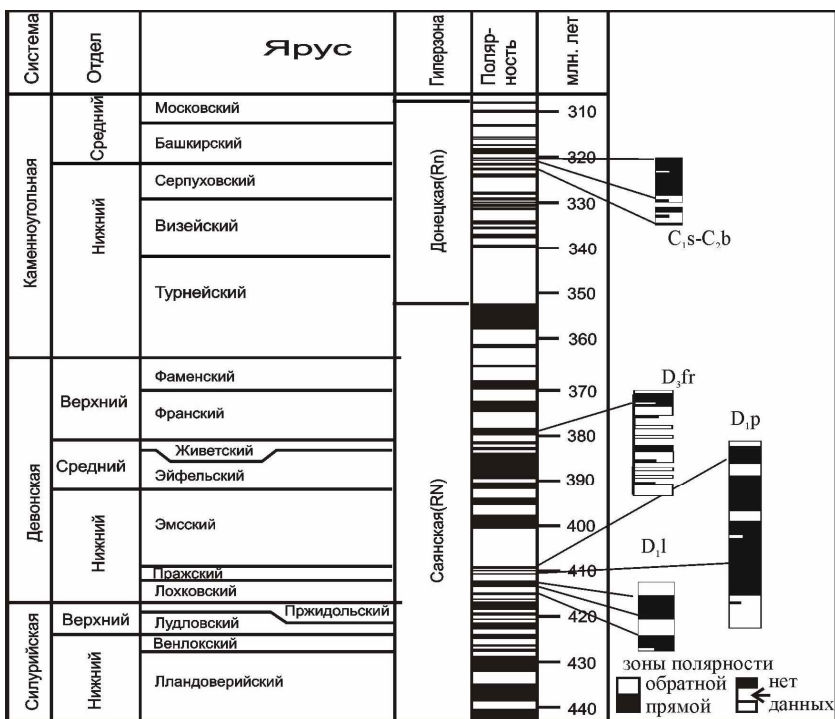


Рис. 3. Корреляция выделенных магнитозон с общей магнитостратиграфической шкалой.

В большинстве изученных разрезов каменноугольных и девонских отложений выделены зоны прямой и обратной полярности древнего геомагнитного поля. Корреляция изученных разрезов с общей магнитостратиграфической шкалой [2] представлена на Рис. 3. Как видно из Рис. 3 корреляция имеет удовлетворительный характер, что также подтверждает древний возраст выделенных характерных компонент J_n .

На Рис. 4 показаны траектории кажущейся миграции палеомагнитных полюсов для Русской плиты и Шпицбергена. Используются имеющиеся данные в мировой базе палеомагнитных данных и новые определения, полученные в нашей работе. Кривые построены методом скользящего среднего. Как видно из Рис. 4 начиная с раннего девона и до раннего триаса движение Русской платформы и Шпицбергена имело согласованный характер. В мезозойское время отмечается расхождение траекторий кажущейся миграции палеомагнитных полюсов для Русской платформы и Шпицбергена. Возможной причиной такого расхождения могли быть возвратные вращения Шпицбергена.

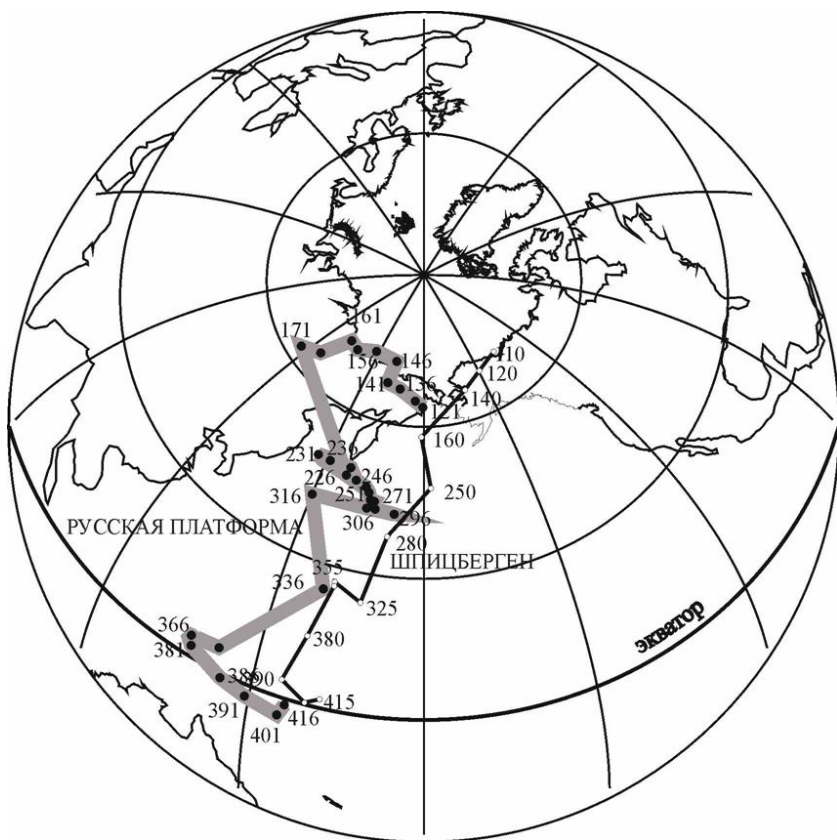


Рис. 4. Траектории кажущейся миграции палеомагнитных полюсов для Русской платформы и Шпицбергена (пояснения в тексте).

1. Буров Ю.П., Мурашов Л.Г. 1967. Некоторые результаты литолого-стратиграфического изучения свиты Кап-Кьелдсен в районе Бокк-фьорда. Материалы по стратиграфии Шпицбергена/ред. В. Н. Соколов, Л.: Изд. НИИГА. стр.63-70.
2. Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. Отв. ред. А. И. Жамойда, СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.
3. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н., Комиссарова Р.А., Плетнева А.С. 2007. Баренцево-Печорская плита в девоне: палеогеографическое положение и тектоника её обрамления: палеомагнитные данные. Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии. /Сб. статей, науч.ред. А. Н. Храмов., с. 126-143
4. Колесов Е.В. 1985. Магнитостратиграфия среднепалеозойских пород серии Мимердален на о. Зап. Шпицберген. Палеомагнетизм и проблемы стратиграфической корреляции/отв. ред. Гончаров В. И., Магадан. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. С. 11-24.
5. Позарская И.А., Гуревич Е.Л. 1988. Палеомагнетизм девонских пород Шпицбергена. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника /Отв. ред. А. Н. Храмов, Л.: ВНИГРИ, с.6-17.
6. Chadima M., Hroudá F. 2006. Remasoft 3.0 – a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. Travaux Géophysiques, XXVII, 20–21.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ С ЦЕЛЬЮ РАЗРАБОТКИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КИМБЕРЛИТОВ И ТРАППОВ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

К.М. Константинов (2konstant@mail.ru)

НИГП АК «АЛРОСА», Мирный, респ. Саха (Якутия)

Районы развития кимберлитового магматизма известны практически на всей территории Сибирской платформы (СП). Кимберлитовый внутриплитный магматизм продолжает оставаться одним из наиболее загадочных геологических явлений. Разработка модели кимберлитообразования является важной научной задачей, так как от этого зависит стратегия поисков месторождений алмазов. В настоящее время рассматривается несколько гипотез, имеющих отношение к распределению кимберлитов: рифтогенная, эпейрогенической разломной тектоники, связи с концентрическими и радиальными структурами, континентальных продолжений трансформных разломов и др.

В приложении к Сибирской кимберлитовой провинции этот перечень может быть генерализован до трех альтернативных подходов: связь с линейными глубинными разломами, связь с древними зонами субдукции, связь с глубинными мантийными плюмажами (горячими точками (ГТ)). Возможно, что недостаток многих гипотез кимберлитообразования определяется абстрагированностью моделей очертаниями СП. То есть не учитываются геодинамические процессы, протекающие в пределах ее горно-складчатого обрамления.

Привлекательность гипотезы ГТ для кимберлитообразования признается многими исследователями. Гипотеза ГТ была выдвинута Вильсоном при изучении Гавайских вулканических островов и в дальнейшем нашла свое подтверждение в других районах Земного шара.

В пределах СП мы так же наблюдаем аналогичную цепочке гавайских вулканов некую пространственно-временную линейную зависимость распределения, как отдельных кимберлитовых тел, так и их полей. В то же время имеются два серьезных контраргумента, сдерживающих разработку концепции ГТ применительно к кимберлитообразованию: это данные, свидетельствующие о дискретности проявления разновозрастных магматитов и полихронности части кимберлитовых полей (от рифея до среднего мезозоя).

Для определения трека, который оставляет ГТ на платформе, можно использовать участок траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП), по которому рассчитывается эйлеровский полюс вращения. Ранее с использованием подобного подхода А.Н. Житковым был предложен вариант распределения среднепалеозойских и мезозойских кимберлитовых полей СП [1]. Но, чтобы снять основные контраргументы, он вынужден был предположить прохождение СП сразу над несколькими ГТ. Однако, существование самих ГТ в конкретные геологические эпохи так и осталось гипотетическим.

Попытки сопоставить палеогеографические положения СП с координатами известных действующих ГТ на практике не привели к значимым результатам (Рис. 1). Это обстоятельство стало понятным с получением современной информации, в соответствии с которой ГТ не являются долгоживущими и стационарными, что является необходимыми условиями для решения данной задачи. По этой причине пришлось отказаться от разработки модели с участием ГТ классического типа, зарождающейся в результате теплообмена на границе ядро-мантия, и рассмотреть модель субдукционной инициации ГТ в верхней мантии [2].

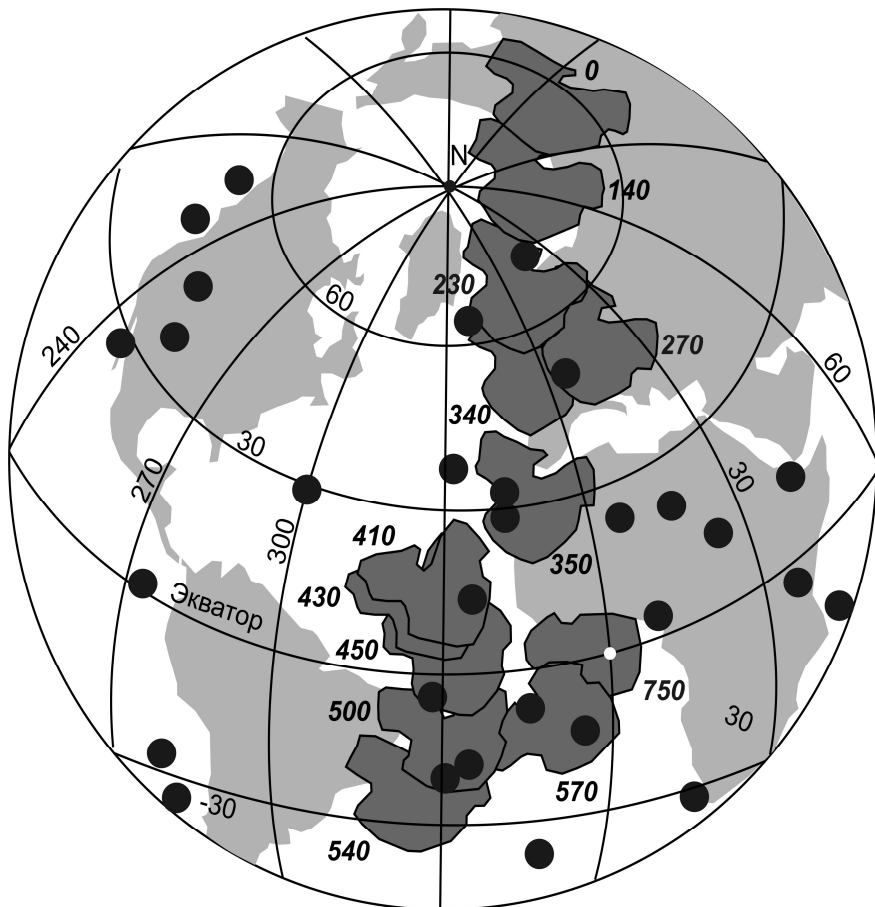


Рис. 1. Результаты палеомагнитных реконструкций Сибирской платформы в неопротерозое – фанерозое и современное положение горячих точек (закрашенные кружочки). Цифры жирным курсивом – время в млн. лет.

О том, что такая модель имеет право на существование, указывают геофизические работы Д. Жао, Ю.А. Зорина, Е.Х. Турутанова и др., связанные с изучением зоны субдукции западного края Тихоокеанской плиты [3, 4]. С этим процессом они связывают формирование кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири и Центральной Монголии. На основе анализа геолого-геофизической информации Ю.А. Зориным с коллегами была разработана модель формирования кайнозойских базальтов Восточной Сибири и Центральной Монголии за счет субдукции и стагнации Тихоокеанского слэба под Евразийскую плиту. Согласно этой модели в верхней мантии образуется конвективная ячейка, над восходящей ветвью которой формируются струи горячих точек - плюмы.

Согласно актуалистическим воззрениям, подобные современным геодинамическим событиям процессы протекали на южной границе СП и в неопротерозое - палеозое после распада суперконтинента Родиния. Сложное геологическое строение Байкальской складчатой области (БСО) могло сформироваться по аналогичному сценарию [5]. Для реализации подобного механизма необходимо существование большого океанического пространства с мощной корой, которым вполне мог служить Палеоазиатский океан (ПАО). Возникает вопрос, как отразились эти события на формировании среднепалеозойских кимберлитов и траппов?

В связи с вышесказанным были проанализированы палеогеографические взаимоотношения СП и террейнов БСО в период неопротерозой-фанерозой на палеомагнитной (количественной) основе [6-9]. Согласно полученным палеомагнитным данным, основные события, связанные с внедрением кимберлитов и траппов, протекали в среднем палеозое от 420 до 320 млн. лет. СП за период времени 100 млн. лет переместилась в северном направлении из экваториального пояса в средние широты. Средняя скорость ее составила 5 см/год. Интерпретация палеомагнитных данных допускает, что разброс полюсов БСО связан с аккрецией составляющих ее террейнов и формированием Байкало-Патомской дуги в результате сложных процессов при закрытии ПАО в раннем - среднем палеозое [8].

Анализ геодинамики СП выполнен с использованием современных палеомагнитных и геологических данных. Для СП просматривается общая тенденция движения в северном направлении из экваториального пояса. Однако характер ее перемещения не всегда был направленным и стабильным: периоды относительно равномерного прямолинейного движения иногда сменялись разнознаковыми ускорениями и сменой направления (вращения). Движение СП можно сравнивать с движением броуновской частицы под биноклем, когда ее толкают невидимые глазу молекулы (Рис. 1). В нашем случае ими могут оказаться микроконтиненты или террейны. Заметные отклонения СП от выбранного курса в конце неопротерозоя (570 - 540 млн. лет) и начале девона (420 - 400 млн. лет) зависели от коллизионных процессов в результате последовательной аккреции Баргузинского (БМ) и Еравнинского (ЕМ) микроконтинентов, дрейфующих в акватории ПАО [10]. Для оценки геодинамических

предпосылок кимберлитообразования рассмотрим каждый этап в отдельности.

На первом этапе (750 – 540 млн. лет) СП располагалась в экваториальном поясе (Рис. 2 А). Начало ее смещения на юг и вращение по часовой стрелке спровоцировано предвенской коллизией с БМ, который подошел с севера. В результате столкновения СП отступила и заняла положение между 40° – 15° ю.ш. Геодинамическая ситуация не способствовала развитию кимберлитобразующих процессов в пределах СП, поскольку падение зоны субдукции в сторону БМ исключало возникновение горячих точек (конвективных ячеек). После того как БМ присоединился к платформе, нарастив ее континентальное основание, наступила пауза относительного «тектонического спокойствия», в течение которой на их общей территории сформировалась единая вендраннепалеозойская «карбонатная плита». Судя по палеомагнитным данным, размеры северной (в настоящее время южной) окраины композиционного континента существенно превышали современные географические расстояния (Рис. 2 Б).

В течение второго этапа (540 – 440 млн. лет) возобновляется северный дрейф СП, в результате которого она достигает параллели 20° с.ш., преодолев расстояние порядка 5000 км (Рис. 2 В). С этим резким перемещением связан метаморфизм мамской толщи и образование метасоматитов, которые формируются по субгоризонтальным надвигам параллельным слоистости вмещающих пород рифея-раннего палеозоя [8]. В зоне стагнирующего слэба возникает конвективная ячейка.

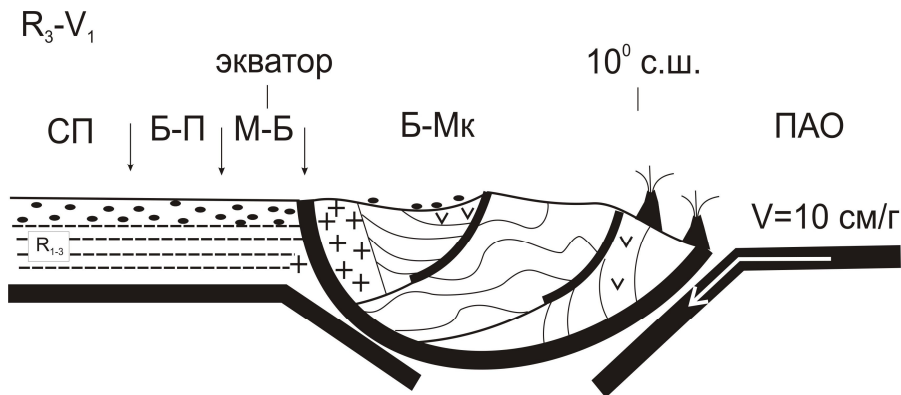


Рис. 2 А. См. обозначения для Рис. 2 Г.

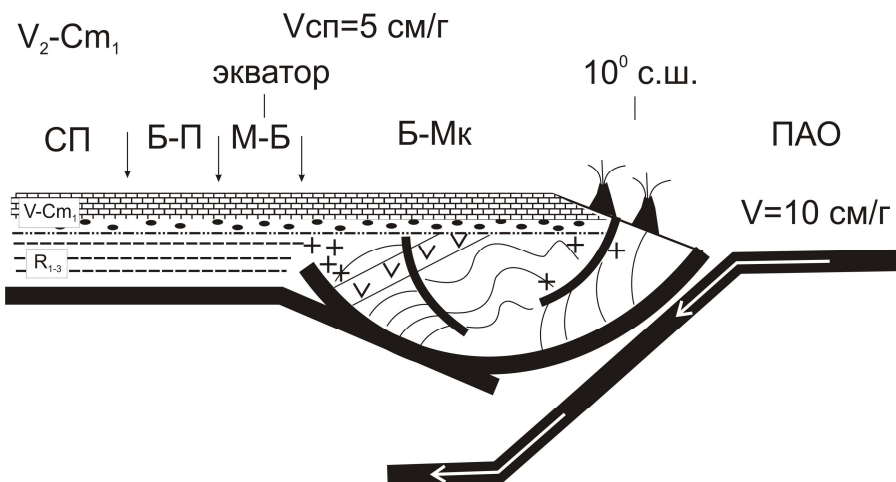


Рис. 2 Б. См. обозначения для Рис. 2 Г.

О

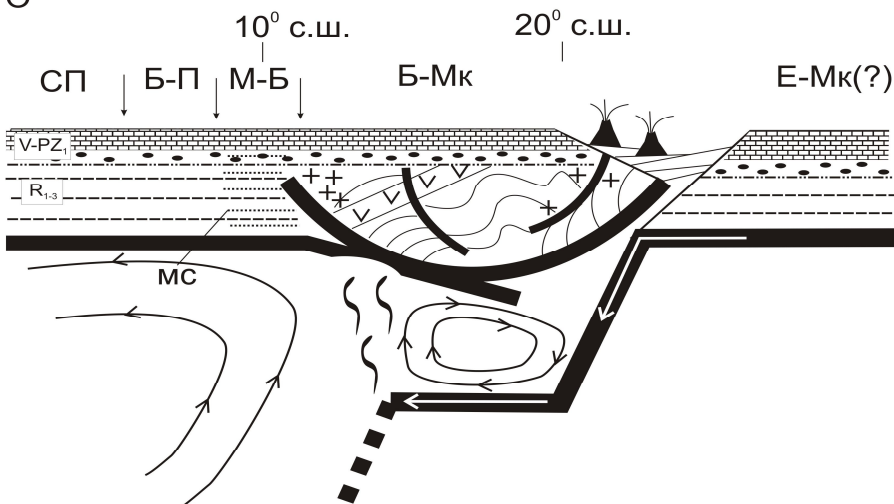


Рис. 2 В. См. обозначения для Рис. 2 Г.

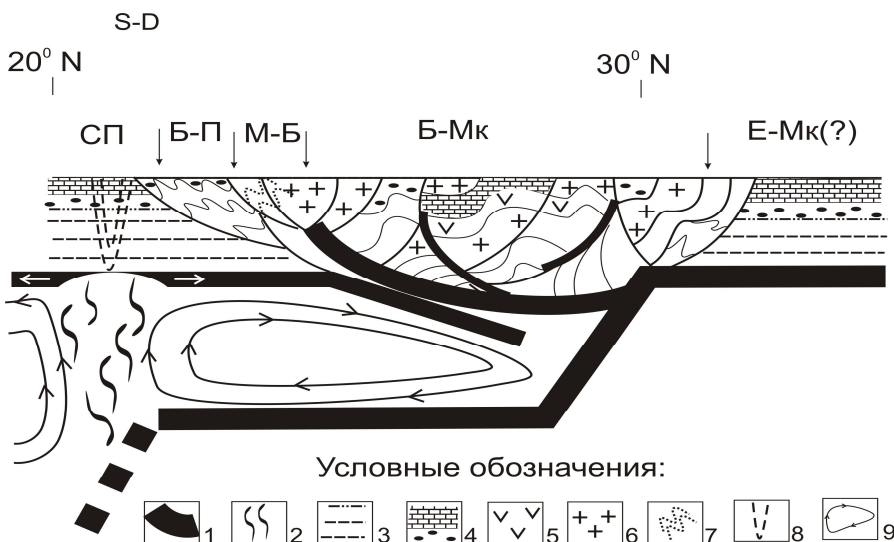


Рис. 2 Г. Внемасштабные плейтектонические разрезы земной коры южного обрамления Сибирской платформы (СП) на конец рифея – начало девона (750 – 410 млн. лет). Структурно-формационные зоны Байкальской складчатой области: **Б-П** – Байкало-Патомская, **М-Б** – Мамско-Бодайбинская. Микроконтиненты: **Б-Мк** – Баргузинский, **Е-Мк** – Еравнинский. **1** – базальтовый слой литосферы, **2** – расплавы и флюиды, **3** – терригенно-осадочные образования рифея, **4** – венд-раннепалеозойские терригенно-карбонатные отложения («карбонатная плита»), **5** – вулканогенно-осадочные образования, **6** – коллизионные граниты, **7** – метасоматиты мамской кристаллической полосы (мс), **8** – структуры Вилуйского палеорифта, **9** – конвективная ячейка.

На заключительном этапе (440 - 420 млн. лет) происходит коллизия СП с ЕМ, который с севера затормозил ее движение и заставил вращаться по часовой стрелке (Рис. 2 Г). Размеры фронтальной области, которую представляли БМ, Мамско-Бодайбинская и Байкало-Патомская структурно-формационные зоны, сократились за счет шарьирования и образования складчатости примерно на 1000 км. В результате такого сближения слэб палеоазиатской океанической коры достигает СП. При погружении стагнирующей части слэба в нижнюю мантию над зоной его плавления активизируется Вилуйская палеорифтовая система. В результате этих процессов происходит утонение коры (формирование астеносферного выступа), создающее благоприятные условия для начала вулканической деятельности в девоне – раннем карбоне (420 - 320 млн. лет).

В принципе, данная геодинамическая картина формирования юга СП не противоречит взглядам большинства исследователей [5, 10]. Предложенная модель исключает некоторую случайность при формировании среднепалеозойских базитов и кимберлитов, связанную с прохождением СП над ГТ классического типа, поскольку сам ход событий предопределил наиболее благо-

приятную геодинамическую обстановку для образования верхнемантийных диапиров в качестве их энергетических источников.

1. *Zhitkov A.N.* Paleokinematiks and pattern of kimberlite fields location on the Siberian platform based on the hypothesis of hot spots / Extended abstracts Sixth International kimberlite conference. Russia, Novosibirsk, august 1995. P. 692-694.
2. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатилов О.А.* Закономерности пространственного распределения «горячих точек» мантии современной Земли. Доклады АН. Т. 427, № 5, 2009. – С. 654-658.
3. *Zhao D.* Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2004, v. 146, p. 3635.
4. *Зорин Ю.А., Тургутанов Е.Х., Кожеевников В.М., Рассказов С.В., Иванов А.В.* О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии / Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 10, с. 1060-1074.
5. *Зорин Ю.А., Складаров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М.* Механизм развития системы островная дуга - задуговый бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее – раннем палеозое / Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 3, с. 209–226.
6. *Храмов А.Н.* Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР. В кн. Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Труды ВНИГРИ, Л. 1991. - 125 с.
7. *Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J-P., Cherniy S.D., Mishevin S.G., Parasotka B.S.* Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma / Geophys. J. Int. (2002), № 48. p. 1-33.
8. *Константинов К.М.* Динамическая физико-геологическая модель Байкальской складчатой области по палеомагнитным данным. Диссертация канд. наук, Иркутск, 1998. - 150 с.
9. *Константинов К.М.* Возраст естественной остаточной намагниченности кимберлитов Якутской алмазоносной провинции. Наука и образование, 2010, № 1 (57). – С. 47-54.
10. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. - М.: Недра, 1990.

ОТРИЦАТЕЛЬНАЯ ЕСТЕСТВЕННАЯ ОСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ: СЛУЧАЙНОСТЬ ИЛИ ЗАКОНОМЕРНОСТЬ?

К.М. Константинов (2konstant@mail.ru), В.М. Жандалинов

НИГП АК «АЛРОСА», Мирный, респ. Саха (Якутия)

Маловероятно, но факт: при изучении палеомагнетизма кимберлитовых трубок (более 20 тел) Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) установлено, что их первичная естественная остаточная намагниченность (ЕОН) имеет отрицательную полярность (Рис. 1, 2 А) [1–5]. Говорить о синхронности формирования изученных трубок в одну эпоху обратной полярности магнитного поля Земли не представляется возможным, поскольку возраста и направления векторов ЕОН у них разные. По результатам геохронологических [6, 7] и палеомагнитных исследований [5] установлено, что процесс кимберлитообразования растянут во времени в течение более 250 млн. лет (от 420 до 160 млн. лет) (Табл. 1), а разброс палеомагнитных полюсов согласуется с палеозойско-

мезозойским участком ТКМП Сибири (Рис. 2 Б) [8]. В этом случае, в кимберлитах следовало бы ожидать соответствующее распределение положительных и отрицательных векторов ЕОН (подобно поведению векторов ЕОН в среднепалеозойских базитах Вилуйско-Мархинского пояса и пермотриасовых траппах Тунгусской синеклизы [2]).

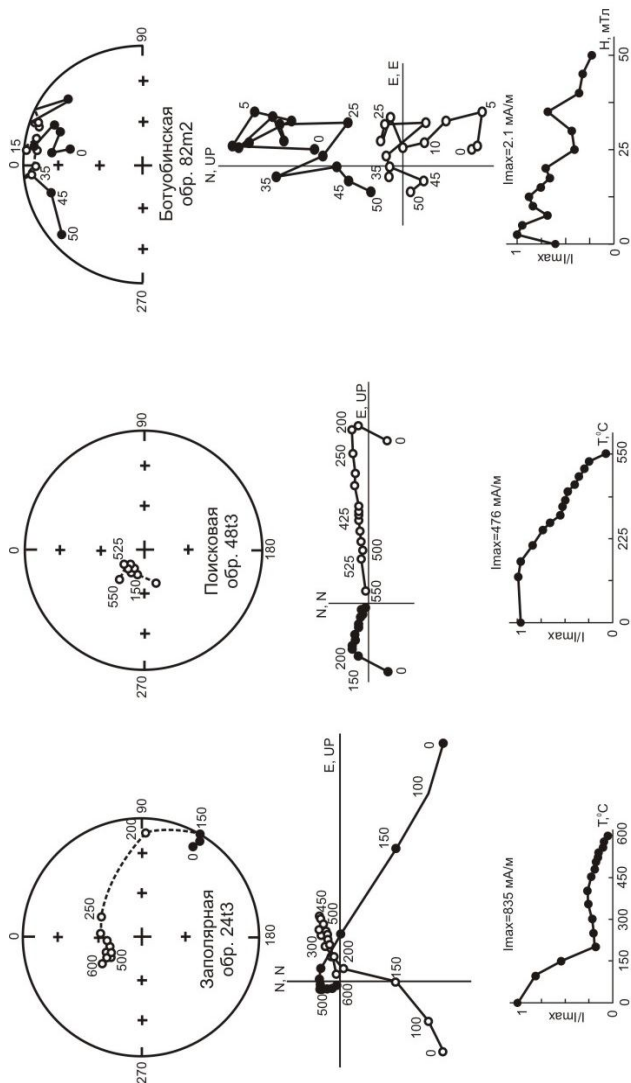


Рис. 1 (начало). Примеры лабораторных экспериментов по размагничиванию кимберлитов ЯАП. Стереодиаграммы: черные/светлые.

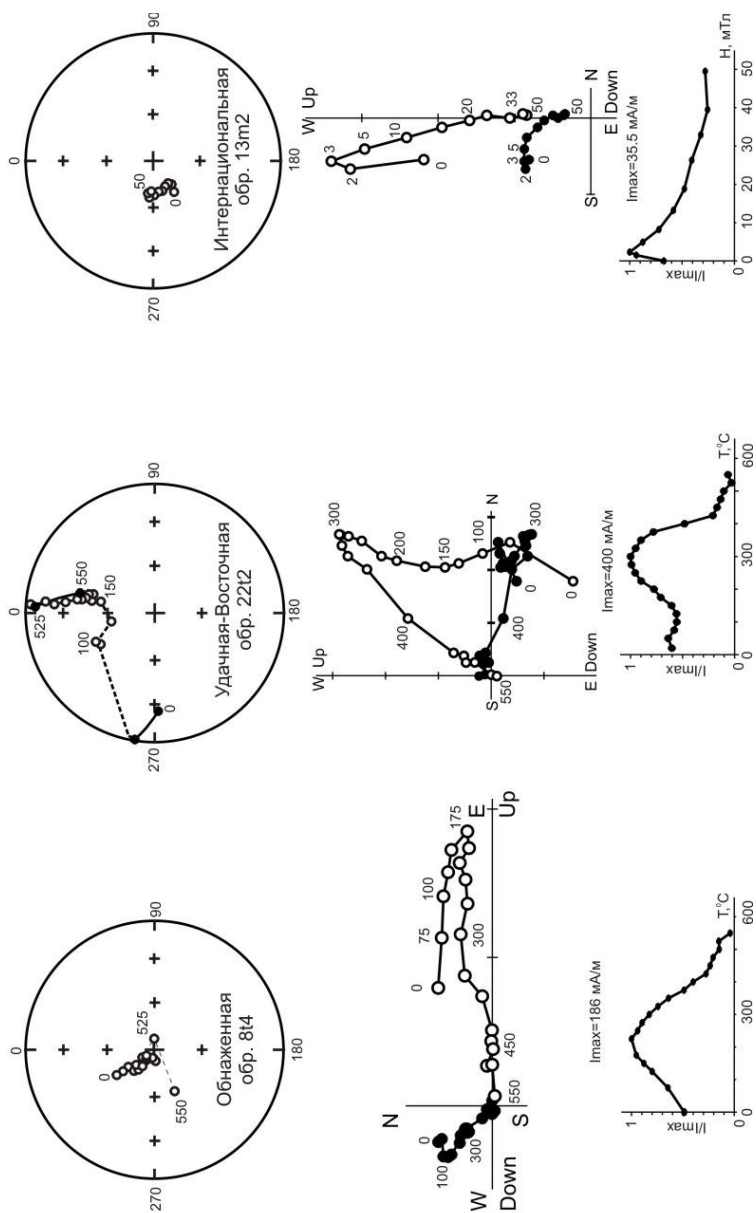
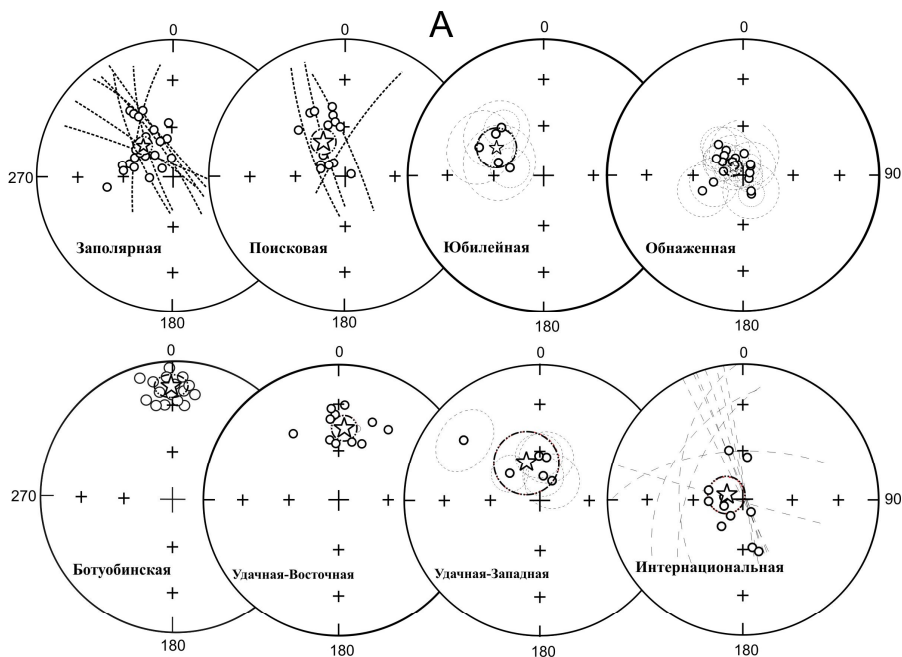


Рис. 1 (конец).

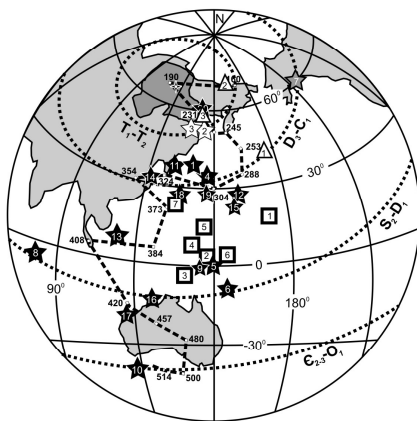
Таблица 1. Сопоставление геохронологических и палеомагнитных данных по кимберлитовым трубкам ЯАП.

№ п п	Объекты, [лит-ра]	Координаты отбора проб		N/n	Палеомагнитное направле- ние			Палеомагнитный полюс		Геохроно- логия, [лит-ра]	Воз- раст ЕОН	Гене- зис ЕОН		
		φ, °	λ, °		Dcp, °	Jcp, °	k, ед./ α ₉₅ , °	Φ, °	Λ, °				dp, ° /dm, °	
Мало-Ботубинский p-н														
1	Им. XXIII Съезда КПСС, [1]	65,5	113,5	-31	327	-74	65,7/2,3	38	134	5,3/5,8	60	340-355, [6]	D ₃ -C ₁	Π
2	Интернациональная	62,5	114,0	-22	289	-80	10,9/9,8	52	144	18,0/18,8	71	368±11, [6]	P ₂ -T ₁	M
3	Мир, [2]			17/109	292	-82	16,4/9,1	54	139	17,3/17,7	75	340-355, [6]	P ₂ -T ₁	M
4	Спутник, [2]	62,5	114,0	6/37	310	-71	28,5/12,8	34	146	19,3/22,2	55	340-355, [6]	D ₃ -C ₁	Π
Давыдино-Алактиский p-н														
5	Айхал, [2]	65,9	111,5	-21	319	-34	9,0/11,2	0	150	7,3/12,8	19	367-378, [6]	D ₃ -C ₁	Π
6	Долгожданная	66,3	111,3	-7	318	-15	59,6/8,0	-10	154	4,2/8,2	8	-	D ₃ -C ₁	Π
7	Зарница	66,3	111,3	-46	232	-68	42,8/3,3	60	205	4,6/5,5	51	364-374*	D ₃ -C ₁	?
8	Комсомольская	66,1	111,2	-25	32	-29	14,5/7,9	-5	81	4,8/8,7	17	409-422	S ₂ -D ₁	Π
9	Ленинградская	66,3	111,3	-16	326	-35	33,4/6,5	-1	144	4,3/7,5	19	-	D ₃ -C ₁	Π
10	Прогнозная	66,3	111,3	-8	175	-31	14,7/14,9	-40	118	9,3/16,6	-17	-	Є ₃ -O ₁	Π
11	Русловая	66,3	111,3	-10	328	-73	27,2/9,6	37	132	15,3/17,1	59	158±8*	D ₃ -C ₁	Π
12	Сытыканская, [2]	66,1	111,2	9/64	298	-61	27,0/10,1	28	160	11,8/15,4	42	344-384, [6]	D ₃ -C ₁	Π
13	Удэчаня-Восточная	66,3	111,2	14/-	4	-45	29,4/7,4	11	112	9,9/9,9	27	367±5*	D ₃ -C ₁	Π
14	Удэчаня-Западная	66,3	111,2	6/45	341	-66	12,9/19,4	32	121	9,2/10,6	48	357±5*	D ₃ -C ₁	Π
15	Юбилейная, [2]	66,0	111,1	5/30	301	-57	42,4/11,9	23	160	12,5/17,3	37	341-354, [6]	D ₃ -C ₁	Π
Средне-Мархинский p-н														
16	Ботубинская, [3]	65,15	117,11	-45	350	-23	23,4/4,6	-13	127	2,6/4,9	12	380-446, [7]	S ₂ -D ₁	Π
17	Нюрбинская, [3]			-11	0	-12	21,2/10,2	-19	117	5,3/10,4	6	438, [7]	S ₂ -D ₁	Π
Муна-Тонгский p-н														
18	Заполярная, [4]			-30	317	-64	26,4/5,2	28	147	6,6/8,3	46	360±10*	D ₃ -C ₁	Π
19	Понсковая, [4]	67,16	114,5	-25	332	-66	30,0/5,4	27	135	7,2/8,8	48	-	D ₃ -C ₁	Π
Нижнее-Оленекский p-н														
20	Обнаженная	70,5°	120,0°	17/124	308	-82	40,6/5,5	60	141	10,2/10,2	74	160*	T ₁	Π

Примечания: N/n – количество сайтов/образцов, участвующих в статистике. Параметры группировки векторов характеристической ЕОН: склонение – **Dcp**, наклонение – **Jcp**, кучность – **k** и овал доверия – α_{95} . Палеомагнитный полюс: широта – Φ , долота – Λ , доверительные интервалы – $d\phi/dm$ и палеоширота – **fm**. Природа векторов ЕОН: **П** – первичная, **М** – метакристаллическая, **?** – неустановленная. * – данные из геологических фондов Амакинской и Ботубинской ГРЭ АК «АЛРОСА».



Б



В

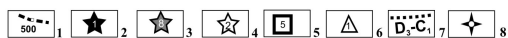
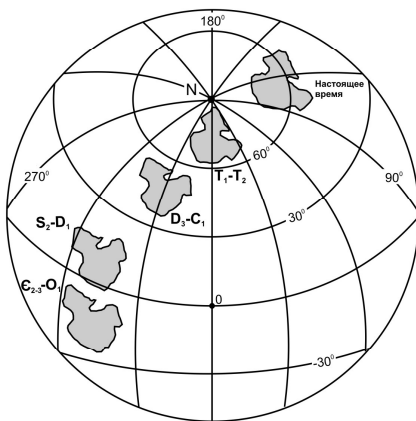


Рис. 2. Результаты палеомагнитного датирования кимберлитов ЯАП. **А** – стереограммы распределения характеристических компонент векторов ЕОН по трубкам (черные/светлые кружочки – положительные/отрицательные вектора ЕОН; пунктирные дуги – сектор круга перематчивания направлений ЕОН; звездочка с эллипсом – среднее направление с овалом доверия 95%). **Б** – распределение виртуальных палеомагнитных полюсов. **В** – палеогеографиче-

ские реконструкции Сибирской платформы на основные этапы кимберлитообразования. **1** – интервал ТКМП Сибирской платформы с указанием геологического возраста [8]; **2** – 6) палеомагнитные полюсы (номера согласно Табл. 1); **2** – кимберлиты с первичной природой ЕОН, **3** – кимберлиты с неустановленной природой ЕОН, **4** – кимберлиты с метасинхронной ЕОН, **5** – траппы Вилюйско-Мархинского пояса [2] (№№1 – 4: обнажения 2, 4, 5 и 6 р. Марха; №№5 – 7: обнажения 6, 7 и 8 р. Вилюй); **6** – траппы Тунгусской синеклизы [2] (№1 – Сытыканская, №2 – Юбилейная, №3 – Айхал); **7** – окружность радиусом $R=90^\circ\text{-fm}$, характеризующая вероятное положение полюса при вращении платформы, и центром **8** – район исследований.

Объяснить избирательность процессов кимберлитообразования к геомагнитным эпохам обратной полярности можно с помощью гипотезы электрического пробоя земной коры. Возможное влияние гипотетических электрофизических процессов на кимберлитообразование отмечалось некоторыми исследователями и ранее, однако им отводилась второстепенная роль, и только на завершающем этапе. Согласно данным, приведенным в работе [9], возможность протяженного пробоя горных пород на границе неоднородности возникает в полях $10^7\text{--}10^8$ В/м. В литосфере электрический пробой горных пород, заключенных между положительно заряженными магматическими очагами и отрицательно заряженной поверхностью Земли, может развиваться за счет длительного накопления геоэлектрической энергии, при этом порог пробоя в условиях высоких температур и давлений уменьшается в несколько раз [10]. Образование объемных зарядов происходит в результате сухого трения, возникающего при механическом взаимодействии блоков земной коры (например, в верхних частях плитных блоков в процессе субдукции, рифтогенеза). Механизм накопления статических зарядов большой мощности при трении адекватен соответствующим процессам, возникающим, например, при работе генератора Ван-де-Граафа. Важно отметить, что учет соответствующих геодинамических условий позволяет определить вероятность возникновения электродинамических процессов. Влияние горячих точек приводит к плавлению подошвы литосферы и уменьшению ее мощности (астеносферный выступ), что создает более благоприятные условия для электропробойных процессов, возникающих при определенном критическом пороге. Возможность их запуска возрастает с уменьшением расстояния между разноименными заряженными элементами среды, в частности, при приближении литосферной плиты к горячей точке или магматического очага к поверхности Земли.

Эффекты электрического пробоя могут протекать неоднократно между верхней и нижней поверхностями континентальной литосферы. Следует отметить, что в соответствии с эффектом Холла, при прямой полярности магнитного поля Земли происходит компенсация зарядов, а при обратной полярности – разность потенциалов возрастает, что повышает вероятность электрического пробоя горных пород. В результате образования зон повышенной проницаемости происходит внедрение кимберлитовых магм и их последующее застывание, в процессе которого они приобретают характерные направления векторов ЕОН по действующему полю. Таким образом, отрицательное магнитное поле может способствовать ускорению процессов кимберлитооб-

разования и, тем самым, подтверждает гипотезу участия в них электродинамических явлений.

1. *Zhitkov A.N., Savrasov D.I.* Paleomagnetism and the ages of kimberlites exemplified by the four pipes of Yakutia. Abstracts Sixth International Kimberlite Conference, Russia, Novosibirsk, 1994. p. 695 - 697.
2. *Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J-P., Cherniy S.D., Mishevin S.G., Parasotka B.S.* Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma / *Geophys. J. Int.* (2002), № 48. p. 1-33.
3. *Константинов К.М.* Возраст естественной остаточной намагниченности кимберлитов Накынского алмазоносного района / Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. М.: ГЕОС, 2003. С. 34-35.
4. *Константинов К.М., Саврасов Д.И., Кузьменок А.Н.* Палеомагнитное датирование кимберлитов Верхне-Мунского поля (трубки Заполярная и Поисковая) / Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. М.: ГЕОС, 2006. С. 75-78.
5. *Константинов К.М.* Возраст естественной остаточной намагниченности кимберлитов Якутской алмазоносной провинции. Наука и образование, 2010, № 1 (57). – С. 47-54.
6. *Брахфогель Ф.Ф.* Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1984. – 128 с.
7. *Зайцев А.И., Корнилова В.П., Фомин А.С.* и др. О возрасте кимберлитовых пород Накынского поля (Якутия) / Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж, 2001. С. 47-54.
8. *Храмов А.Н.* Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР / Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. 125 с.
9. *Гохберг М.Б., Гуфельд И.Х., Добровольский И.П.* Источники электромагнитных предвестников землетрясений // Докл. АН СССР. 1980. - Т. 250, №2. - С. 323-326.
10. *Баласания С.Ю.* Динамическая геоэлектрика. - Новосибирск: Наука. 1990. - 232 с.

ИЗМЕНЕНИЯ БИОТЫ И ЗНАКА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ФАНЕРОЗОЕ

Д.М. Печерский (diamar1@front.ru), Любушин А.А

ИФЗ РАН, Москва

В статье сопоставляются четыре вида процессов: 1) процессы, происходящие исключительно в ядре Земли – это вариации и инверсии геомагнитного поля; 2) процессы, возникновение которых относится к границе ядра и мантии, и они достигают поверхности Земли – это плюмы; 3) процессы, протекающие исключительно на поверхности Земли – это изменения в органическом мире, выраженное в смене биозон и 4) процессы, синхронно охватывающие всю Землю, – это вращение Земли вокруг своей оси. Для анализа распределения инверсий геомагнитного поля во времени использована магнитохроностратиграфическая шкала фанерозоя [1]. Изменения в органическом мире анализируются по сменам биозон, которые привязаны к шкале геологического времени – 2008 [2]. Данные о возрасте магматической активности, связанной с нижнемантийными плюмами, взяты из [3].

Из прямого сопоставлении данных о геомагнитных инверсиях с изменениями в биоте (Рис. 1) виден большой разброс точек. Их границы совпадают только в 52 случаях. Следует напомнить, что к синхронным отнесены биозоны, возраст границ которых отличается не более $\pm 0,2$ млн. лет. Следовательно, действительных совпадений гораздо меньше. Отсутствие связи границ магнитохронов и биозон подчеркивается при переходе к интервалам с относительно редкими геомагнитными инверсиями. В таких интервалах резко возрастает разница во времени между границами биозон и магнитохронов, достигая многих миллионов лет в пределах гиперхронов Джалал (85-120 Ma), Киама (265-305 Ma), Хадар (460-480 Ma) (Рис. 1). Отсутствие связи между инверсиями и биозонами подчеркивают субвертикальные наборы точек, напоминающие взлет ракет (Рис. 1). Это серии границ биозон в пределах длительных интервалов одной полярности. Например, внутри интервала прямой полярности 89-106 Ma было 26 смен биозон, внутри интервала обратной полярности 462-484Ma – 37 смен биозон.

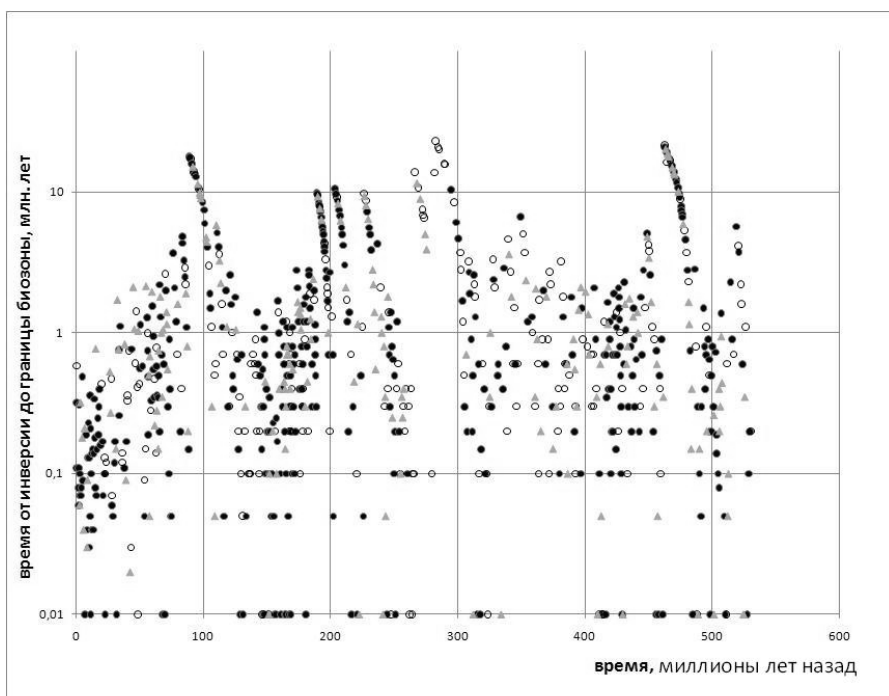


Рис. 1. Сопоставление геомагнитных инверсий с границами биозон. Залитые черные кружки – средний возраст границ биозон глобального распространения (встречены более чем в трех колонках); треугольники – границы биозон возможно глобального или регионального распространения, полые кружки – границы биозон скорее регионального распространения (встречены в одной колонке).

Подобным образом сопоставлены времена таких крупных событий как массовые вымирания биоты [4] с полярностью и инверсиями геомагнитного поля (Табл. 1): максимумы массовых вымираний только в двух случаях совпали с геомагнитными инверсиями. Таким образом, совпадения границ биозон, максимумов массовых вымираний биоты с геомагнитными инверсиями скорее случайность.

Таблица 1.

Максимум	Полярность	Инверсия
33,9	R	34,3
65,5 (big 5)	R	65,9
145,5	R	145,8
199,6 (big 5)	N	202,3
251,0 (big 5)	NR	251,0
323,5	R	323,9
374,5 (big 5)	R	374,8
416,0	NR	416,0
443,7 (big 5)	R	445,5
518,7	N	518,9

С другой стороны, картина **темпов** изменений частоты геомагнитных инверсий и частоты смен биозон в общих чертах очень сходна (Рис. 2), что свидетельствует о согласованности этих процессов, т.е. об общности источника этой согласованности. Однако выше показано, что непосредственно между этими событиями связи нет. Это подчеркивается и практическим отсутствием корреляции между величиной изменений продолжительности магнитохронов и биозон, коэффициент линейной корреляции между ними $r = 0,226$. Более того, крупные массовые вымирания в фанерозое приходятся на различные состояния геомагнитного поля и никак не выражаются в частоте биозон (Рис. 2). Вероятно, это отражает разные явления: с одной стороны, закономерное развитие жизни, выражающееся в темпах смен биозон, и, с другой, катастрофические вымирания, «наложенные» на первый процесс. Подобная ситуация наблюдается и в случае максимумов разнообразия, которые приходятся на различные состояния геомагнитного поля (Рис. 2). Подчеркнем ***ритмичность*** картины: бурные процессы в ядре и на поверхности Земли закономерно почти синхронно чередуются со спокойным состоянием, когда редки геомагнитные инверсии и существенно возрастает продолжительность биозон. Как видно на Рис. 2, пики максимумов тех и других в одних случаях совпадают, в других пики частоты инверсий «отстают» от частоты смен биозон, и в третьих случаях пики смен биозон «отстают» от пиков частоты инверсий. Вероятное объяснение этим расхождениям – неточность увязки данных о биозонах с магнитостратиграфической шкалой. Согласованность темпов изменений смен геомагнитной полярности и смен биозон находит свое отражение в спектрах мощности, где фиксируется серия периодов, из которых совпадают или очень близки периоды 16, 20, ~30, ~50, 60-70, 90-100 млн. лет (Рис. 3).

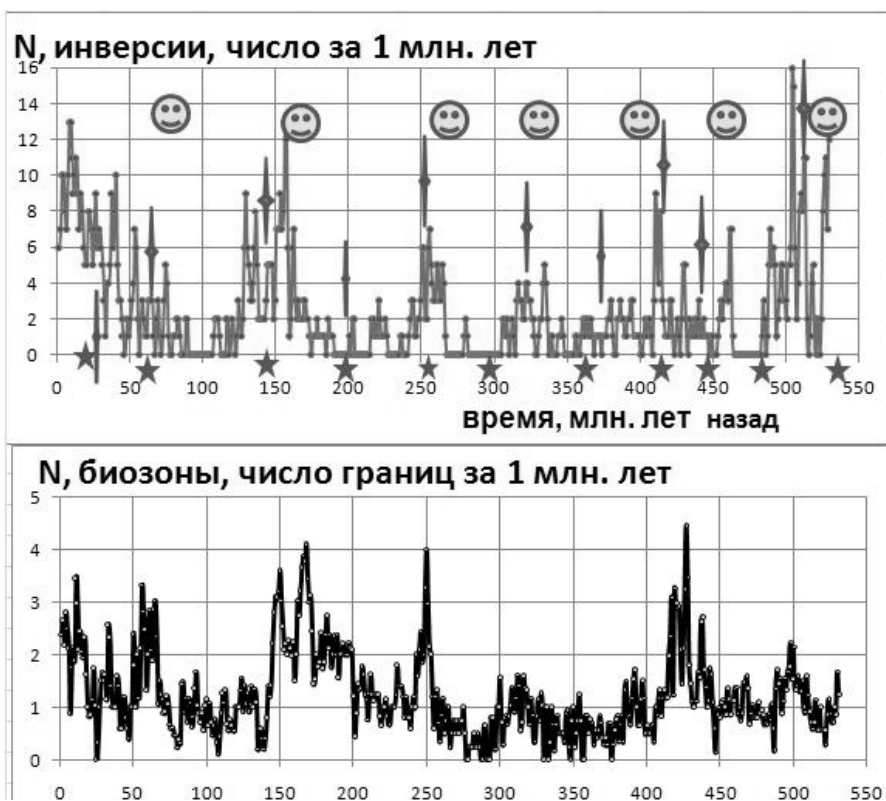


Рис. 2. Число геомагнитных инверсий за 1 миллион лет (вверху) и смен границ биозон (внизу). Звездочки – границы геологических периодов, копы – максимумы вымираний организмов, солнышки – максимумы разнообразия (расцвет) жизни.

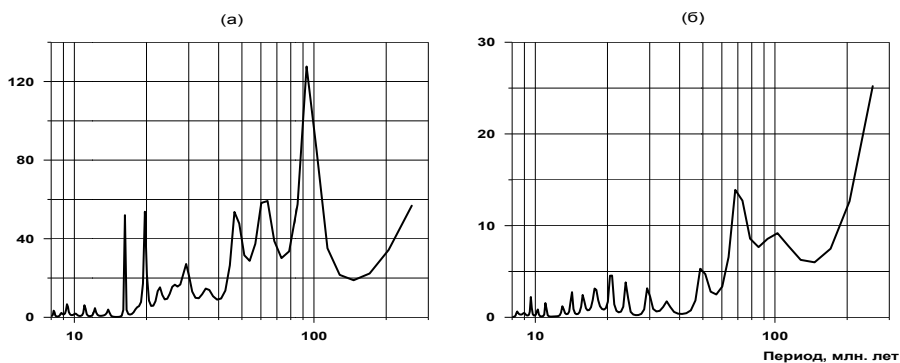


Рис. 3. Оценки спектров мощности: а – ряд магнитохронов, б – ряд биозон.

Сделана количественная оценка степени частотно-зависимой синхронности колебаний в обоих временных рядах по симметричному квадрату модуля спектра когерентности (Рис. 4): выделяются ряд периодов (10, 14, 16 и 55-60 млн. лет) высокой синхронности, их квадратичная когерентность, соответственно, равна 0,56 ($r=0,74$); 0,59 ($r=0,77$); 0,66 ($r=0,81$); и 0,76 ($r=0,87$). При этом сдвиг по фазе когерентных колебаний варьирует от отсутствия до 10-15 млн. лет, как в сторону отставания магнитохронов от биозон, так и наоборот (см. выше, Рис. 2).

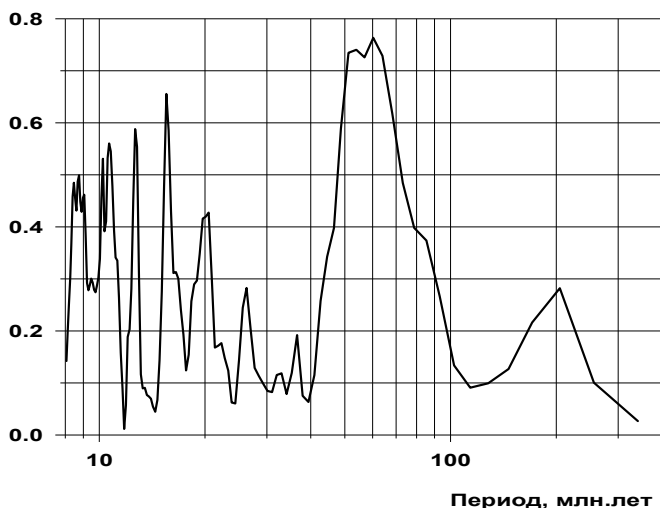


Рис. 4. Оценка квадрата модуля спектра когерентности (ось ординат, M^2) между рядами магнитохронов и биозон.

Таким образом, с одной стороны, между инверсиями, т.е. крупными изменениями величины и направления геомагнитного поля, и биозонами, т.е. изменениями в органическом мире, связи нет. С другой стороны, между теми и другими фиксируется согласованность темпов изменений, близкая синхронной. Следовательно, синхронность процессов не говорит об их причинно-следственной связи. Общий же источник согласованности — вещь вполне возможная. Таким общим источником согласованности независимых друг от друга процессов в ядре (геомагнитные инверсии) и на поверхности Земли (биосфера) может быть вращение Земли. Глобальные изменения органического мира вполне могут быть связаны с длительными изменениями скорости вращения Земли и с изменениями угла наклона оси ее вращения. То и другое ведет к существенным климатическим изменениям.

В течение фанерозоя характерно явное преобладание обратной полярности. Это, очевидно, отражает тот факт, что Земля всегда вращалась, как ныне, против часовой стрелки. На этом фоне, по данным фрактального анализа магнитохроностратиграфической шкалы [5], в фанерозое существовали два режима генерации магнитного поля: а) режим частых инверсий, хаотический (фрактальная размерность $d < 0,6$), б) режим устойчивого состояния поля,

редких инверсий вплоть до их отсутствия, обладает явным самоподобием (д близка к 1).

Необходима гипотеза, объясняющая, с одной стороны, два режима генерации геомагнитного поля, с другой, согласованность процессов в ядре Земли и на ее поверхности. И то и другое можно связать с неравномерным вращением внутреннего твердого ядра относительно мантии. По астрономическим данным известно, что за последние 2700 лет замедление вращения Земли в среднем составляло около 0,002 сек/100 лет, за последние 250 лет 0,0014 сек/100 лет, а последние примерно 30 лет характеризуются ускорением вращения Земли, отмечаются также скачки изменения скорости вращения Земли до 0,004 сек [6]. Если принять среднее замедление в 0,002 сек/100 лет, то за весь фанерозой замедление вращения составит около 3 часов. Во-вторых, естественно, предположить запаздывание или опережение вращения внутреннего ядра относительно мантии в зависимости от ускорения или замедления последней, из-за жидкой «прокладки» между ними. В-третьих, нужно выяснить возможность связи инверсий геомагнитного поля с взаимодействием жидкого и твердого внутреннего ядра. Для проверки такого положения воспользуемся данными о плюмах, образование которых происходит именно у границы жидкого ядра и мантии [3, 7, 8 и др.]. Из этих данных (Рис. 5) следует, что возрасты эпицентров плюмов, как и времена плюмообразования (если прибавить к возрасту плюмового магматизма 20-50 млн. лет, т.е. время подъема плюмов), попадают на интервалы самых разных частот геомагнитных инверсий [7, 8]. Это свидетельствует об отсутствии связи между процессами, вызывающими геомагнитные инверсии и образование плюмов, а значит и отсутствие связи инверсий с верхней частью жидкого ядра. Остается допустить связь между жидким и внутренним ядром.

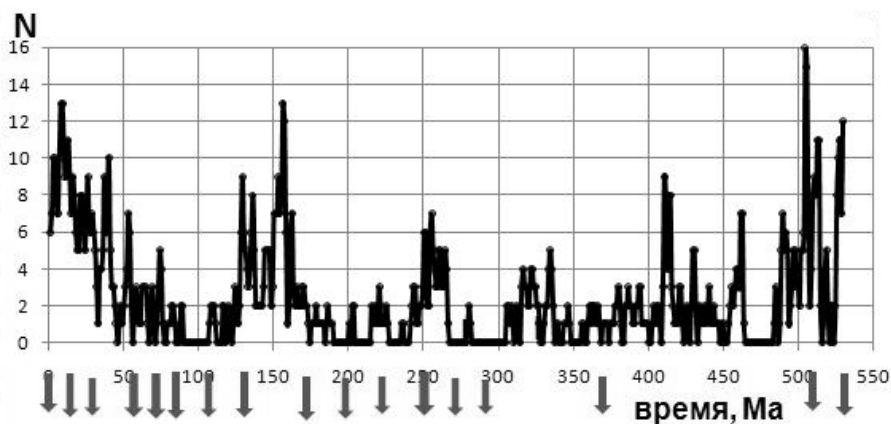


Рис. 5. Сопоставление возраста плюмов (стрелки) с частотой геомагнитных инверсий.

Как же выглядит ситуация с позиций нашей гипотезы? Мы полагаем, что преимущественная обратная полярность геомагнитного поля обязана враще-

нию Земли против часовой стрелки. И эта полярность будет сохраняться, если вращение внутреннего, внешнего ядра и мантии совпадают или внутреннее ядро их обгоняет. В периоды ускорения вращения Земли и, соответственно, отставания вращения внутреннего ядра от вращения мантии возникает относительное обратное движение у границы твердого и жидкого ядра, а значит связанное с ним поле должно иметь противоположный знак, т.е. такой как в настоящее время. Длительные времена устойчивой полярности геомагнитного поля, следовательно, отражают устойчивый режим вращения Земли. Чаще это устойчивое замедление, что соответствует наблюдаемым астрономическим, геофизическим и геологическим данным, гораздо реже – устойчивое ускорение (гиперхрон прямой полярности Джалал). И то и другое характеризует длиннопериодную цикличность генерации геомагнитного поля с периодом, примерно, 180-190 млн. лет (фрактальная размерность около 1), видимо, галактического масштаба. Интервалы же частых смен полярности относятся к неустойчивому близкому хаотическому режиму вращения Земли (фрактальная размерность менее 0,6), когда замедление вращения часто сменяется ускорением вращения. Такой режим в течение фанерозоя занимал заметное время. На фоне преобладающей обратной полярности поля, т.е. на фоне вращения Земли против часовой стрелки, выделяются интервалы переменной геомагнитной полярности раннепалеозойский 530-483, среднепалеозойский 468-315Ма, мезозойский 258-123Ма и кайнозойский 83-0 Ма [1]. Изменение скорости вращения Земли должно выражаться в синхронности процессов на поверхности Земли и в ее ядре, что мы и наблюдаем на нашем примере согласованности частот геомагнитных инверсий и смен границ биозон.

Насколько связано развитие, *эволюция* живой природы с геомагнитным полем?

Отсутствие прямой связи в течение фанерозоя изменений в биосфере с крупными изменениями величины и направления геомагнитного поля, очевидно, свидетельствует и об отсутствии влияния геомагнитного поля на эволюцию жизни на Земле. Это следует и из того, что жизнь на Земле закономерно развивалась от примитивных одноклеточных форм до млекопитающих и человека, росло ее разнообразие на фоне близкого состояния геомагнитного поля в течение 2,5 миллиарда лет [9, 10] и независимо от многократных инверсий поля. Более того, эволюция жизни шла закономерно, несмотря на крупные катастрофические события в истории Земли. Четко работают и работали «разработанные» в ходе эволюции биологические часы: как отдельные особи, так и их группы рождались, жили и умирали. Есть бабочки-однодневки, есть однолетние растения, есть растения и животные, живущие многие сотни лет. И это не зависит от катастрофических событий, они не нарушают четко заведенного механизма эволюции жизни.

1. Молостовский Э.А., Печерский Д.М., Фролов И.Ю. Магнитохроностратиграфическая шкала фанерозоя и ее описание с помощью кумулятивной функции распределения // Физика Земли. 2007. №10. С. 15-23.

2. *Gradstein F.M., Ogg J., van Kranendonk M.* On the Geological Time Scale 2008 // Newsletters on stratigraphy. 2008. V. 43/1. P. 5-13.
3. *Ernst R.E., Buchan K.L.* Recognizing mantle plumes in the geological record // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2003. V. 31. P. 469-523.
4. *Rohde R.A., Muller R.A.* Cycles in the fossil diversity // Nature. 2005. V. 434. P. 209-210.
5. *Печерский Д.М., Решетняк М.Ю., Соколов Д.Д.* Фрактальный анализ временной шкалы геомагнитной полярности // Геомагнетизм и аэрономия. 1997. Т.37. С.132-142.
6. *Сидоренков Н.С.* Нестабильность вращения Земли // Вестник РАН. 2004. Том 74. №8. С. 701-715.
7. *Печерский Д.М.* Геомагнитное поле на границах палеозоя/мезозоя, мезозоя/кайнозоя и нижнемантийные плюмы // Физика Земли. 2007. №10. С. 49-59.
8. *Печерский Д.М.* Геомагнитное поле на границе протерозоя-палеозоя и нижнемантийные плюмы // Физ. Земли. 2009. №1. С. 16-22.
9. *Щербаков В.П., Сычева Н.К.* Об изменении величины геомагнитного диполя за геологическую историю Земли // Физика Земли. 2006. №3. С. 25-30.
10. *Pechersky D.M., Zakharov V.S., Lyubushin A.A.* Continuous record of geomagnetic field variations during cooling of the Monchegorsk, Kivakka and Bushveld Proterozoic layered intrusions // Russ. J. Earth Sci. 2004. V. 6. No 6. P. 391-456.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОГО РАЗРЕЗА ПЕКЛА В ИНТЕРВАЛЕ 450-50 ТЫС. ЛЕТ

О.В. Пилипенко¹ (pilipenko@ifz.ru), В.М. Трубихин² (vmt1940@mail.ru)

¹ИФЗ РАН, Москва;

²ГИН РАН, Москва

В исследованиях изменений окружающей среды в эпоху Брунес большая роль отводится изучению континентальных лёссово-почвенных отложений, мощным чехлом покрывающих континенты. Образованные различными путями магнитные зерна оксидов железа были ориентированы по внешнему магнитному полю, отложены и погребены в осадке. Происхождение оксидов железа может иметь различную природу: аллотигенную (обломочный ферромагнитный материал, попадающий в осадки в виде обломков, в результате разрушения горных пород), аутигенную (в результате химических реакций) или биологическую (однодоменные частицы чистого магнетита, образованные внутри распространенных всюду магнитотактических бактерий, например, *Aquaspirillum magnetotacticum* или магнетит, образованный в результате метаболизма бактерий (например, *Geobacter metallireducens*), [1]. В процессе погружения обломочного ферромагнитного материала в осадок и литификации в конце концов происходит закрепление магнитных зерен и образование магнитной записи. Расшифрованная запись через концентрацию зерен-носителей естественной остаточной намагниченности, несет информацию о климатических изменениях (температуре), имеющих место во время образования магнитной записи.

Ярким примером лёссово-почвенного разреза является разрез Пекла, расположенный на восточном побережье Азовского моря (Таманский полуостров, Краснодарский край, Россия, $\varphi=45^{\circ}\text{E}$; $\lambda=37^{\circ}\text{N}$). Верхние 6,5 м разреза,

соответствующие временному интервалу 240-50 тыс. лет, были тщательно исследованы петромагнитными и палеомагнитными методами авторами в предыдущей работе [2]. Данная работа посвящена продолжению петромагнитного исследования нижних 6 м лессово-почвенных отложений разреза Пекла, а также обобщению полученных петромагнитных данных, что расширило запись до ~400 тыс. лет.

Разрез Пекла представляет собою морскую террасу бакинского возраста. Мощность всего комплекса аккумулятивных отложений террасы ~32 м. Возраст песков, лежащих в основании морской террасы, определяется как нижнебакинский по находкам морской моллюсковой фауны. Выше разрез сложен типичным чередованием слоев лёссов и палеопочв на протяжении ~20 м и охватывает временной интервал ~ 450-50 тыс. лет. Последовательно располагаются: лёсс (слои 5-6), отвечающий донскому оледенению, воронская палеопочва (V, слой 7), лёсс (слои 8-9), отвечающий окскому оледенению и инжавинская палеопочва (In, слой 10), срезаемая песками (слой 11), которые аккумуляровались в трансгрессивную фазу развития Таманского залива. Возраст этой трансгрессии узунларский (Uz). Лёссы, отвечающие московскому оледенению (слои 12-13) были сокращены в мощности за счет того, что мезинский педокомплекс (Mz, слой 14) налегает на них с размывом. Вышележащие лёссы (слои 15-16) первой фазы валдайского оледенения – калининской, сохранились в разрезе почти целиком. В разрезе отсутствует собственно брянская почва, но хорошо сохранился её нижний горизонт, насыщенный карбонатными конкрециями (слой 16). Современная почва (слой 17) ложится на подстилающие толщи с размывом. Таким образом, несмотря на перерывы в осадконакоплении, разрез Пекла достаточно полный и содержит практически все стратиграфические подразделения от подошвы бакинских отложений до подошвы отложений последнего внутривалдайского межледниковья.

В разрезе Пекла намечается ряд временных реперов. Подошва брянской почвы, отвечающая 3-ей изотопно-кислородной стадии, не древнее 50 тыс. лет. Кровля мезинского педокомплекса, отвечающего 5-ой изотопно-кислородной стадии, может быть датирована как ~70 тыс. лет, а подошва – как ~130 тыс. лет. Подошва узунларских песков, отвечающих 7-ой изотопно-кислородной стадии, не древнее 240 тыс. лет. Из средней части узунларских песков была взята проба на люминесцентное датирование по полевому шпату. Датирование было выполнено в Орхусском университете (Дания) и дало возраст как минимум 204 тыс. лет, что прекрасно соотносится с геологической оценкой возраста. Возраст позднебакинских отложений по трековым датировкам [3] с поправкой В.М. Трубикина [4] около 500 тыс. лет. Воронская палеопочва должна отвечать 11-ой, а инжавинская 9-ой изотопно-кислородным стадиям, и кровля их будет иметь возраст ~370 и ~300 тыс. лет, соответственно.

Штуфы пород были отобраны методом сплошного отбора вдоль профиля разреза. Далее штуфы были распилены на горизонтальные пластины толщиной 2 см, из которых были выпилены кубики с ребром 2 см по два образца с

уровня для лабораторных магнитных и петромагнитных измерений. Число уровней нижней части разреза 229, число образцов 458 штук.

Комплексом методов, хорошо разработанным в магнетизме горных пород, были проведены исследования состава ферромагнитной фракции путем определения температурной зависимости намагниченности насыщения и температур блокирования, получения кривых насыщения SIRM, значений разрушающего поля B_{cr} намагниченности насыщения. Состав, присутствующих в породах нижней части разреза Пекла магнитных минералов изучался двумя методами термомагнитного анализа: 1) В Геофизической обсерватории «Борок» на анализаторе ферромагнитной фракции получены температурные зависимости индуктивной намагниченности M_i в поле 0,4 Тл на 20 образцах из воронской палеопочвы, лёссового горизонта, соответствующего окскому оледенению и инжавинской палеопочвы. Все полученные кривые зависимости индуктивной намагниченности от температуры, имеют единственную температуру блокирования $\sim 580-600^\circ\text{C}$, которая остается на кривой повторного нагрева. В воронской и инжавинской палеопочвах кривые повторного нагрева, всегда проходят ниже кривой первого нагрева. Это свидетельствует о том, что при нагреве происходит переход магнитных минералов в слабомагнитные или немагнитные. Уменьшение намагниченности после прогрева образцов происходит, если в составе присутствует, например, сульфидный аналог магнетита грейгит, который характеризуется неустойчивостью по отношению к нагревам. В лёссовом горизонте, наоборот, кривая повторного нагрева часто проходит выше кривой первого нагрева и также имеет точку Кюри $\sim 600^\circ\text{C}$, что говорит о вновь образованном магнетите из немагнитных и относительно слабомагнитных минералов.

2) Для разделения спектров блокирующих температур высоко- и низкокоэрцитивных минералов выполнен термомагнитный анализ по методике [5] на 9 образцах пилотной коллекции лессов и почв из слоёв 8-10. Образцы намагничивались в трёх ортогональных направлениях: по X-оси – в поле 1,5 Тл, по Y-оси – в поле 0,5 Тл и по Z-оси – в поле 0,2 Тл. Далее образцы ступенчато нагревались от 50 до 550°C с шагом 50°C , а, начиная с 550° до 700°C , с шагом 25°C и строились кривые падения остаточной намагниченности IRM для каждой коэрцитивной фракции отдельно. На всех рисунках график низкокоэрцитивной компоненты, соответствующей последнему насыщению в поле $\leq 0,2$ Тл, проходит много выше графиков промежуточной и высококоэрцитивной компоненты. Низкокоэрцитивная и промежуточная компоненты соответствуют магнитным зернам, насыщающимся в полях $\leq 0,2-0,5$ Тл, то есть магнетиту и маггемиту. Температура блокирования на графиках у низкокоэрцитивной компоненты равняется $\sim 580-600^\circ\text{C}$. Также на всех кривых для этой компоненты имеется перегиб в районе 400°C , который можно объяснить присутствием маггемита и переходом его при нагреве в слабомагнитный гематит. Высококоэрцитивная компонента соответствует зернам, насыщающимся в полях $\leq 1,5$ Тл, и проходит ниже двух других компонент и полностью разрушается в районе $675-700^\circ\text{C}$. Таким образом, основным носителем NRM яв-

ляется магнетит. Помимо этого, присутствует некоторое количество маггемита и гематита.

Ступенчатое изотермическое намагничивание в постоянных полях до 1,5 Тл показало, что более 90% остаточной намагниченности образцы приобретают в поле ~300 мТл, что характерно для магнетита или маггемита.

Остаточная коэрцитивная сила коллекции разреза изменяется в интервале 22-57 мТл, что характерно для однодоменного и суперпарамагнитного магнетита. Для лессовых горизонтов разреза (слои 8, 12, 15) характерны относительно более высокие значения коэрцитивной силы, чем для почвенных горизонтов: как правило, B_{cr} лежит в диапазоне 43-58 мТл. Значения B_{cr} у образцов почв несколько меньше, чем у лессов, что говорит о присутствии в почвах более магнитомягких и более мелких частиц магнетита, по размеру близких к суперпарамагнитному.

Это подтверждается измерениями величин $S = \text{IRM}_{-0,3\text{Тл}} / \text{IRM}_{1,5\text{Тл}}$. Верхняя часть слоя 9, по которой происходило образование инжавинской палеопочвы, и потому обогащенная карбонатными конкрециями, характеризуется более низкими значениями величины S до ~ -0,79, что говорит об образовании более магнито жесткой ферромагнитной фазы. Ниже и выше лежащие горизонты характеризуются высокими значениями S , которые изменяются в диапазоне -0,85 – -1, что свидетельствует о преобладающей доле в его составе низкокоэрцитивного минерала – магнетита и маггемита.

Были измерены параметры удельная магнитная восприимчивость в полях низкой K_{lf} ($lf = 0,46$ кГц) и высокой частоты K_{hf} ($hf = 4,6$ кГц) на приборе Bartington, удельные ARM и SIRM, B_{cr} . Средняя величина K_{lf} лессово-почвенных отложений разреза Пекла меняется более чем в три раза по разрезу (~3,2 раза). Палеопочвы более магнитны, чем лёссовые горизонты, что объясняется образованием аутигенных суперпарамагнитных (SP) и однодоменных зерен магнетита и маггемита в процессе интенсивного педогенеза в эпохи потепления [6]. По величине K_{lf} четко выделяются участки, соответствующие разным стратиграфическим подразделениям.

Новообразование тонкозернистых минералов фиксируется также повышенными значениями частотно- зависимой магнитной восприимчивости $K_{fd} = (K_{lf} - K_{hf}) * 100\% / K_{lf}$. В лессе (слой 15) значения $K_{fd} \sim 4\%$, в мезинской палеопочве – возрастает до 9-10%, в лёссе (слои 13 и 12) K_{fd} падает до ~ 4-6%, в лёссе (слои 8 и 9) четко выражена тенденция снижения к середине слоя и увеличения по мере приближения к инжавинской и воронской палеопочвам, в инжавинской и воронской палеопочвах K_{fd} возрастает до 10-12 %.

Все параметры K , ARM, SIRM демонстрируют очень схожее поведение: большие величины в палеопочвах и низкие – в лессах, указывают на изменение концентрации магнитных минералов. Изменение SIRM аналогично K , значения SIRM палеопочв превышают значения SIRM лёссов также в ~ 3,2 раза. Величины ARM и NRM изменяются в палеопочвах гораздо сильнее, чем в лессах, в ~ 9 и 8 раз соответственно, что свидетельствует не только об из-

менении концентрации магнитных минералов, но и об изменении размера зерна: палеопочвам присущи более мелкие магнитные зерна.

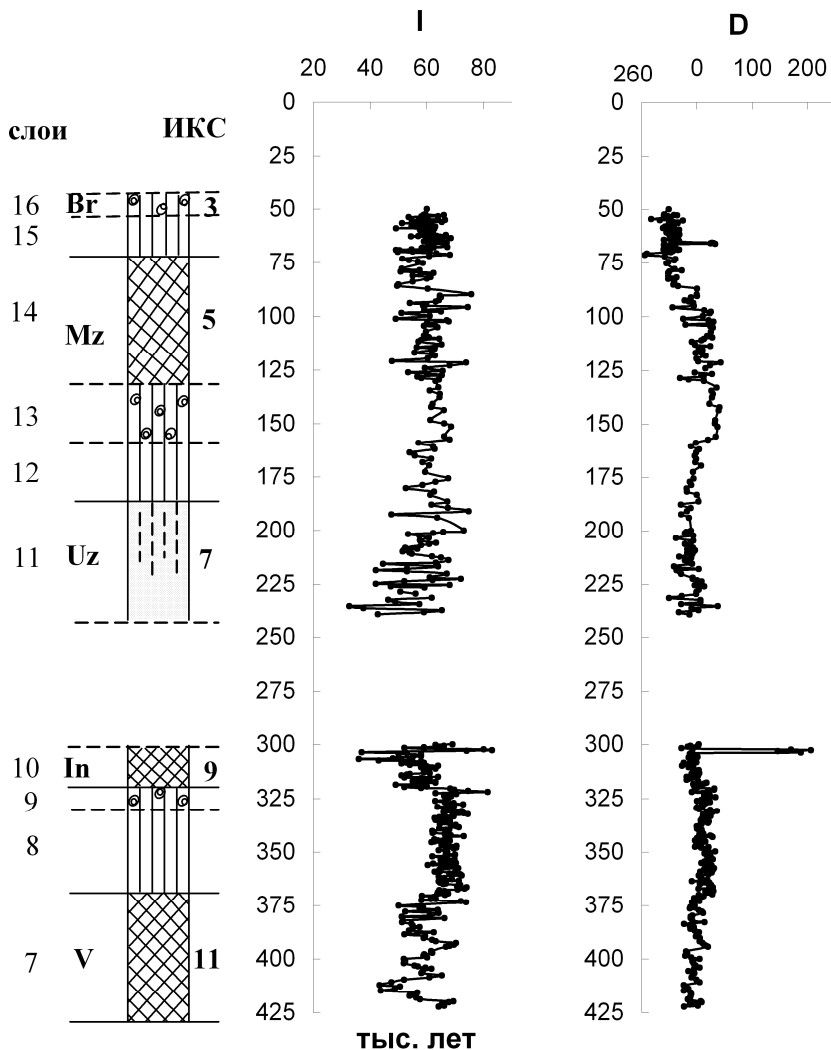
Механизм распределения в лессах и палеопочвах магнитных зерен по размеру один для всех лёссово-почвенных отложений: в ископаемых палеопочвах преобладающий размер магнитных минералов уменьшается, а в лессовых толщах – увеличивается независимо от географического положения лёссово-почвенной формации [6]. Относительное изменение размера магнитных зерен образцов в зависимости от глубины разреза оценивалось по отношениям ARM/ K и SIRM/ K . Величины ARM/ K и SIRM/ K изменяются по разрезу в ~ 3 раза и демонстрируют закономерное изменение значений: для палеопочв характерны в среднем повышенные значения отношения ARM/ K и пониженные значения SIRM/ K и, наоборот, для лёссов характерны пониженные значения отношения ARM/ K и повышенные значения SIRM/ K . Такая закономерность связана с тем, что в палеопочвах увеличивается концентрация мелких SP и однодоменных частиц.

Для определения надежности направлений NRM была изучена анизотропия магнитной восприимчивости (AMS). Проведены измерения K в 12 положениях образца с каждого уровня из инжавинской палеопочвы, нижележащего лёссового горизонта и воронской палеопочвы. Часть образцов инжавинской палеопочвы (слой 10) магнитно изотропна, что не дало возможности рассчитать AMS направления. В другой части образцов направление максимальных осей почти равномерно распределено по окружности стереопроекции, а направление минимальных осей близко к вертикальному, демонстрируя наличие плоскостной анизотропии, что характерно для нормальной осадочной структуры. Это говорит о том, что инжавинская палеопочва слабоанизотропна или почти изотропна при сохраненной осадочной текстуре.

В нижележащем лёссовом горизонте (слои 8-9) наблюдается картина, схожая со слоем 10: часть образцов магнитно изотропны, что либо не дало возможности рассчитать AMS направления, либо привело к разбросу точек на стереографических проекциях, у другой части образцов направление минимальных осей анизотропии близко к вертикальному, а направления максимальных осей почти равномерно распределены по окружности стереопроекции. Таким образом, это свидетельствует о том, что лёсс также слабоанизотропен при сохранности осадочных слоев и неизменности осадочной текстуры.

В воронской палеопочве (слой 7) у большей части образцов наблюдается поведение прямо противоположное тому, что наблюдалось в инжавинской палеопочве и лёссовом горизонте: максимальные оси группируются в центре стереографической проекции, то есть, перпендикулярны плоскости напластования, а минимальные оси распределены по окружности стереопроекции. Такая картина распределения может иметь место в следующем случае. Обычно, многодоменный магнетит имеет нормальную анизотропию AMS, когда направление главных осей зерна, совпадают с главными осями эллипсоида AMS. Напротив, однодоменный магнетит имеет обратную магнитную тек-

стуру, в которой магнитные оси поменяны местами, и длинная ось перпендикулярна плоскости напластования [7]. Возможно, в воронской палеопочве преобладает однодоменный магнетит в результате активности бактерий [8], которые образуют цепочки кристаллов магнетита, удлинённой формы. В них минимальная компонента параллельна плоскости напластования.



В данной работе для выделения древней компоненты NRM выполнено размагничивание переменным полем на размагничивающей установке пере-

менного поля (Molspin Ltd, Ньюкастл на Тайне, Англия) в Геологическом институте Орхусского Университета (Дания). Пилотная коллекция, состоящая из 11 образцов из нижней части разреза, была подвергнута размагничиванию переменным полем в интервале 5-90 мТл. По результатам размагничивания были построены диаграммы Зийдервельда. В большинстве образцов присутствует нестабильная вязкая низкокоэрцитивная компонента намагниченности, обусловленная содержанием суперпарамагнитных частиц. Обычно переменного поля величиной ~15-20 мТл было достаточно для её снятия, после чего выделялось преимущественно одно направление намагниченности, идущее в ноль на диаграмме Зийдервельда, которое принималось за направление первичной характеристической намагниченности. Реже, после снятия вязкой составляющей на диаграммах Зийдервельда выделялись две близкие по направлению компоненты: низкокоэрцитивная и высококоэрцитивная.

По результатам размагничивания был выбран интервал чистки переменным полем: оставшаяся часть коллекции по 2 дубля с уровня были подвергнуты чистке в диапазоне 15-30 мТл с шагом 5 мТл, если основным носителем намагниченности были магнетит и/или маггемит. В образцах с большим процентным содержанием гематита чистка проводилась в интервале 15-60 мТл с шагом 5 мТл. Выделенное направление намагниченности, идущее в ноль на диаграмме Зийдервельда, принималось за характеристическое.

Проведение компонентного анализа по программе Р. Энкина и усреднение по уровню позволили построить кривые изменения склонения D и наклона I от возраста изучаемой части разреза Пекла. Основное количество образцов имело NRM и ChRM прямой полярности. Среднее направление ChRM прямой полярности ($D_{cp} = -5^\circ$, $I_{cp} = 62^\circ$) близко к направлению современного поля наклонного диполя в месте отбора образцов ($D_{совр} = 6^\circ$, $I_{совр} = 59^\circ$). На фоне современных значений намагниченности всего массива данных выделяется интервал аномального направления ChRM, приходящийся на самый верх инжавинской палеопочвы (глубина 9,14-9,22 м) и захватывающий три последних уровня из шести единого штуфа и первый уровень нижележащего штуфа. Аномальный горизонт проявляется разбросом значений наклона от высоких до низких значений: 83° - 36° и высокими значениями склонения от 146° до 170° . Принимая возраст разреза Пекла таким, как описано во введении, и проводя линейную интерполяцию, получаем следующие возрастные оценки для аномального горизонта ~302-304 тыс. лет. Приближенный возраст аномального направления хорошо согласуется с международными оценками возраста экскурса Бива-II (~300-350 тыс. лет). Возможно, авторам настоящей работы удалось получить сильно редуцированные запись экскурса геомагнитного поля.

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

1. Evans M.E., Heller F. Environmental magnetism. Principles and applications of enviromagnetics. Academic press. 2003. 299 pp.

2. Пилипенко О.В., Трубихин В.М., Абрахамсен Н., Байлаэрт Ж.-П. Отклик петромагнитной записи на изменения окружающей среды в позднем Плейстоцене // Физика Земли. 2010. N 12.
3. Ганзей С.С. Хронология палеографических событий позднего кайнозоя Понто-Каспия (по данным метода треков). Автореф. Дис. Канд. геогр. Наук. М. 1984. 24 с.
4. Трубихин В.М. Палеомагнитный метод и датирование региональных геологических событий Понто-Каспия // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука. 1987. С. 150-157.
5. Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties // Geophys. Res. Lett. 1999. V.17. N2. P.159-162.
6. Матасова Г.Г. Магнетизм позднелейстоценовых лёссово-почвенных отложений Сибирской субаральной формации // Автореферат диссертации на соискание ученой степени докт. геол.-мин. наук. 2006. Новосибирск. 36 с.
7. Rochette P. Inverse magnetic fabric carbonate bearing rocks // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 90. P. 229-237.
8. Ferre E.C. Theoretical models of intermediate and inverse AMS fabrics // Geophysical Research Letters. 2002. V. 29. N 7. P. 31-34.

РЕЗУЛЬТАТЫ НОВЫХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ИМПАКТНЫХ ПОРОД КРАТЕРА КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ. ПОЛОЖЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНОГО ПОЛЮСА ПАЙ-ХОЯ В МОМЕНТ УДАРА (67 МЛН. ЛЕТ)

В.В. Попов¹, А.Е. Цибульская², Е.С. Сергиенко³,
Р.А. Комиссарова¹, Драбкина Е.А.³

¹ВНИГРИ, Санкт-Петербург;

²ЗАО «ПОЛЯРГЕО», Санкт-Петербург;

³Физический ф-т СПбГУ, Санкт-Петербург

Одним из уникальных объектов исследований во время полевых работ 2008-2009 годов, выполнявшихся ЗАО «ПОЛЯРГЕО» по созданию ГДП-200 являлась Карская АстроBLEMA (юго-восток Югорского полуострова, Пай-Хой) – ударный кратер, возникший на границе мела и палеогена (65-67 млн. лет назад) в результате падения метеоритного тела [1 – 6]. Скорость падения таких тел составляет 10-20 км/с. В момент такого удара распространяется полусферическая ударная волна, под действием которой вещество сильно сжимается и нагревается. В момент ударного события импактный расплав, возникающий за счет силикатных пород мишени, испытывает сложные механические движения. Согласно [2] значительная часть этого расплава как бы размывается вдоль поверхности истинного дна кратера, другая – распыляется и включается в состав зювитов и брекчий в виде бомб, частиц и обломков стекол. Жидкие системы могут быть представлены струями расплава (температура расплава составляет 1200-2000°C и более), растекающимися или выплескиваемыми радиально из центральной части кратера. Жидкие потоки переносят большие количества обломков пород мишени и минералов. Материал, выброшенный в разном агрегатном состоянии, частично перемешивается, при этом различия в температуре, динамической вязкости, составе и прочих свойствах, так же как и быстрая транспортировка, препятствуют полной го-

могенизации. Возможно также образование при взрыве облака с температурой 3300°C, в котором происходит частичное испарение расплава, перемешивание материала и частичная конденсация пара. Предполагается, что расплав в облаке находится в каплеобразном состоянии, что обеспечивает его химическую гомогенность и высокую скорость испарения. По мере охлаждения расплава происходит последовательное выпадение материала в кратер и за его пределы, в результате чего формируется основная масса импактитов. В результате такого удара морская вода была отброшена на десятки, сотни километров, а на дне образовалась воронка – кратер Карской астроблемы диаметром до 65 км (Рис. 1).

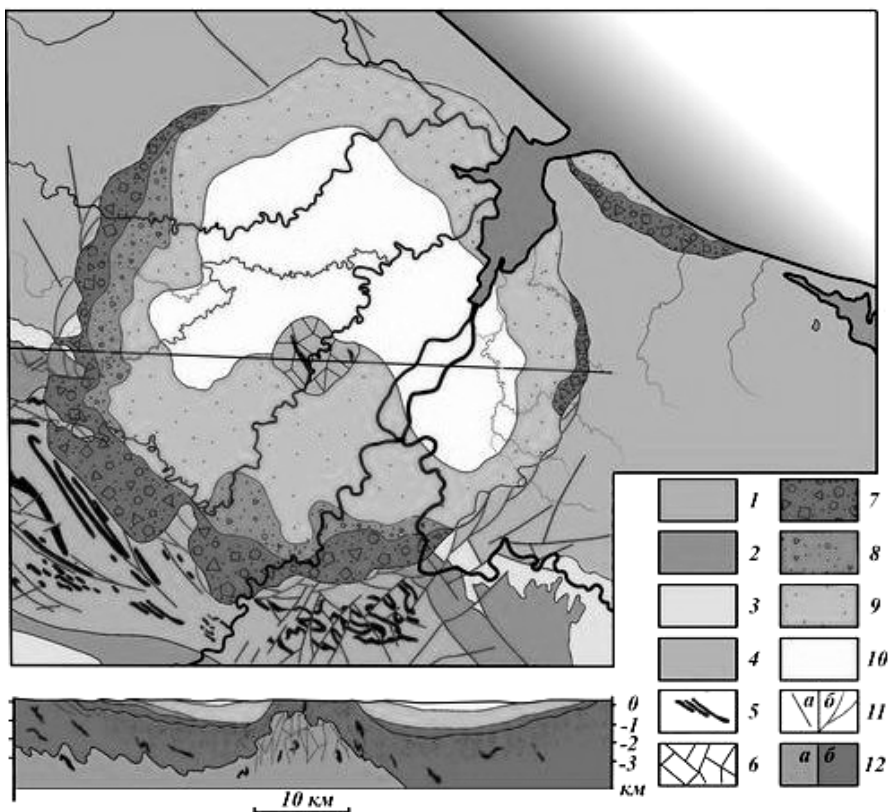


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Карской структуры и геологический разрез, соответствующий линии на рисунке. 1 – осадочные породы силура и ордовика; 2 – сланцы, известняки и песчаники девона; 3 – каменноугольные глинистые и кремнистые сланцы; 4 – песчаники, аргиллиты и алевролиты нижней перми; 5 – дайки и пластовые тела диабазов и габбро-диабазов палеозоя; 6 – силурийские породы центрального поднятия (аутигенная брекчия); 7 – глыбовые, мега- и клиппеновые брекчии; 8 – глыбовые зювиты; 9 – лапиллиево-агломеративные зювиты; 10 – псаммито-алевритовая брекчия; 11 – разрывные нарушения: а) неуставленной природы, б) с оползательными блоками.

б) надвиги и сбросы; **12** (только для разреза) – а) протерозойские сланцы, б) осадочные породы палеозоя. По [2] с дополнениями.

Эта астроблема принадлежит к числу крупнейших импактных структур России, занимая по своим размерам третью позицию. Крупнее ее только Попи-гайская (~100 км) и Пучеж-Катунская (~80 км) астроблемы, входящие вместе с Карской в десятку крупнейших астроблем на Земле. По мнению исследователей, Карское импактное событие привело к глобальному природному кризису: климат на нашей планете стал значительно холоднее, началось массовое вымирание организмов, в том числе и динозавров. Характерной особенностью импактной толщи Карской астроблемы является присутствие в ней вертикальных и субвертикальных кластических даек, рассекающих зювиты и брекчии. Мощность даек составляет не более 10 метров, в основном первые метры, они заполнены песчано-глинистым материалом с обломками осадочных пород и редкими включениями импактных стекол. Их образование также связывается с ударным воздействием, приведших к образованию глубинных трещин в Земной коре (вплоть до верхних частей мантии) [1 – 6].

Не смотря на огромный интерес геологов и геофизиков к Карской астроблеме, связи импактного события с образованием алмазов, влияние удара на тектоническую перестройку всего региона, палеомагнитные исследования этого объекта выполнялись лишь один раз в 1989 году [7]. В этой работе, носившей предварительный характер, было изучено 10 ориентированных образцов, которые дали неоднозначный результат. Настоящая работа была выполнена с целью восполнить этот пробел.

В 6 обнажениях импактных пород Карского кратера было отобрано 120 ориентированных образцов. В различных обнажениях, расположенных на расстоянии до 40 км друг от друга, отбирались образцы из пород различного импактного генезиса – зювитов, тагамитов, конгломератов и мегабрекчий, различных по размеру, структуре и составу, а также из обожженного контакта расплава с мегабрекчиями, представленными осадочными породами палеозоя.

Лабораторные исследования образцов проводились в лаборатории магнитостратиграфии и палеомагнитных реконструкций ВНИГРИ.

Кривые изменения J_s и магнитной восприимчивости от температуры в процессе циклов нагрев-охлаждение показывают, что основным носителем намагниченности в изученных образцах импактных и осадочных пород является однодоменный магнетит – **Рис. 2**, **Рис. 3** (возможно – треволит) и, иногда, пирит в конгломератах и мегабрекчиях. Сравнение кривых разрушения естественной остаточной намагниченности и идеальной намагниченности переменным магнитным полем (**Рис. 4**), а также метод Вильсона – сравнение кривых терморазмагничивания естественной остаточной и наведенной термоостаточной намагниченностей (**Рис. 5**) – доказывают термоостаточную природу естественной остаточной намагниченности. Именно эта намагниченность и могла возникнуть во время остывания как в расплавленных породах коп-

генного комплекса (зювитах и тагамитах), так и в обожженных породах мшиени – конгломератах и мегабрекчиях.

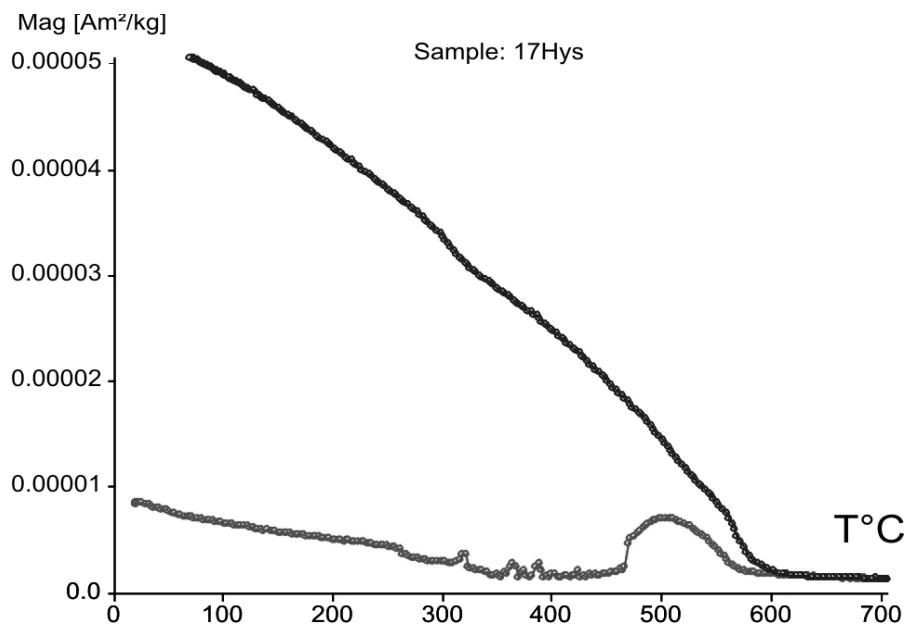


Рис. 2. Зависимость J_s от температуры в процессе нагрев (нижняя кривая)-охлаждение (верхняя кривая) в интервале температур 20-700°C.

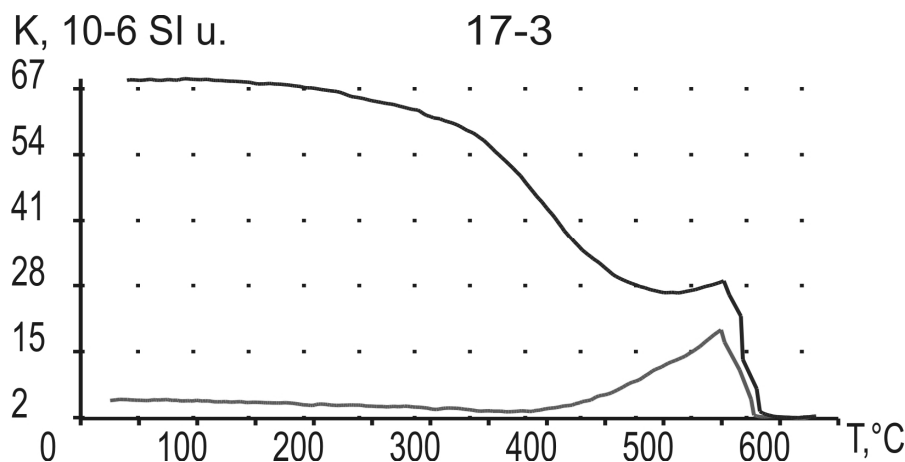


Рис. 3. Зависимость магнитной восприимчивости от температуры в процессе нагрев (нижняя кривая)-охлаждение (верхняя кривая) в интервале температур 20-700°C.

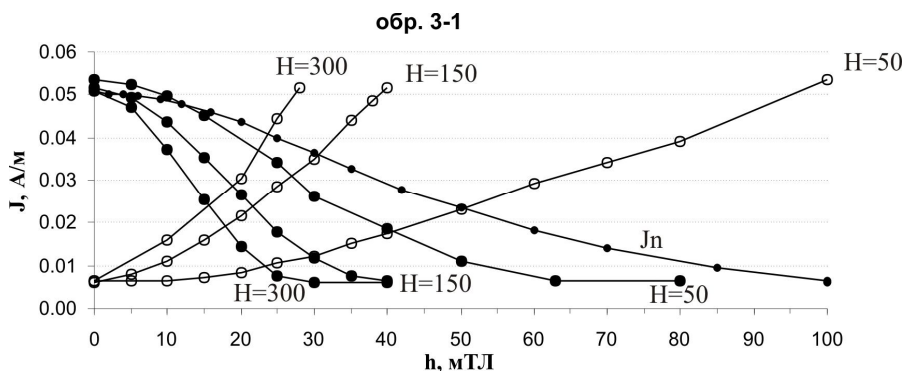


Рис. 4. Кривые размагничивания переменным магнитным полем из различных исходных состояний и кривые идеального намагничивания.

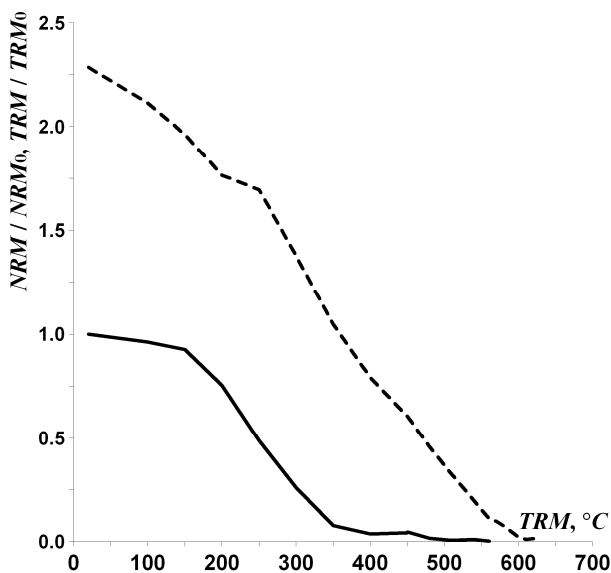


Рис. 5. Метод Вильсона. Сплошная кривая – $NRM(T)$, пунктирная – $TRM(T)$

Терморазмагничивание и размагничивание переменным магнитным полем установило однокомпонентный состав естественной остаточной намагниченности практически всех изученных типов горных пород (Рис. 6). Компоненты намагниченности, выделенные различными размагничивающими воздействиями в образцах-дублях, показывают идеальную сходимость направлений. Примененные палеомагнитные тесты – тест складки (напластование пород замерялось в мегабрекчиях), тест конгломератов и тест обожженного контакта – дают отрицательный результат. То есть, все изученные породы, не зависимо от их возраста, типа, генезиса и состава магнитных минералов приобре-

ли одинаковую по направлению намагниченность в географической системе координат (Рис. 7).

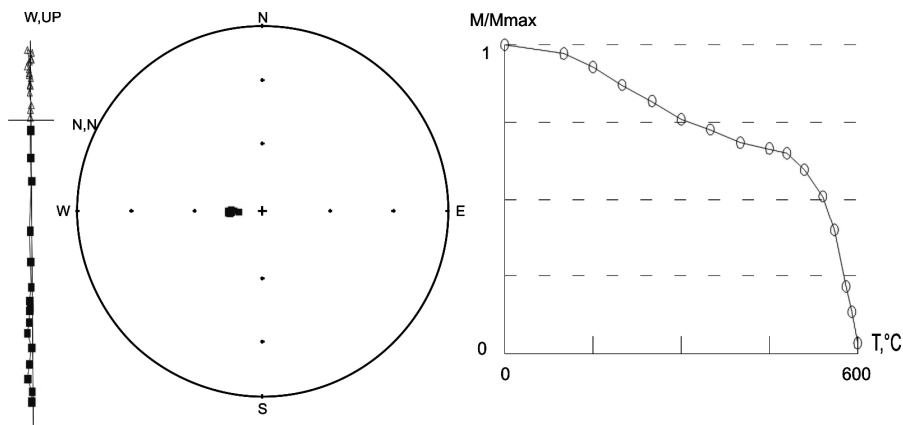
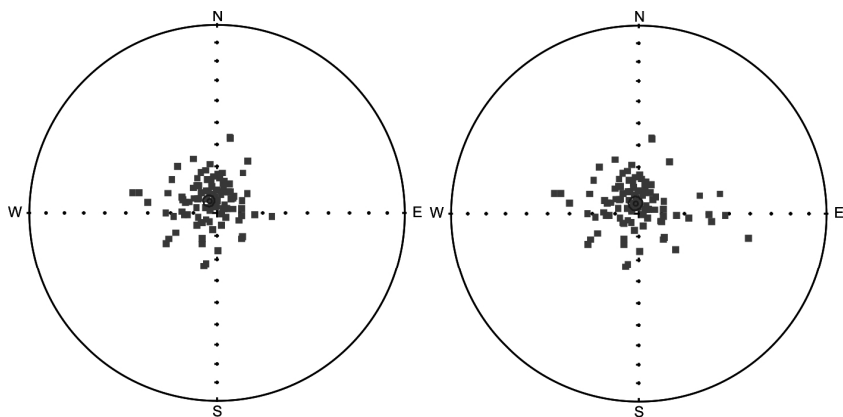


Рис. 6. Пример терморазмагничивания образцов зюитов.



$N=103 \ D=327.7^\circ, I=83.7^\circ, K=33, \alpha_{95}=2.5^\circ$ $N=103 \ D=344.3^\circ, I=85.4^\circ, K=23.4, \alpha_{95}=2.9^\circ$

$\Phi=77.6^\circ, \Lambda=32.2^\circ, dp=4.9^\circ, dm=4.8^\circ$

Рис.7. Распределения выделенных в различных типах горных пород компонент намагниченности в географической (слева) и стратиграфической (справа) системах координат.

Эти данные указывают на то, что все изученные породы приобрели намагниченность в момент удара метеорита или сразу после удара – во время остывания астроблемы. С другой стороны, близость выделенного направления намагниченности направлению современного геомагнитного поля в точке отбора (Рис. 7, 8) позволяет предположить современное перемагничивание

всего коптогенного комплекса. Это, конечно, можно объяснить виртуальным характером полученного полюса, но опасность принять желаемое за действительное остается. Кроме того в двух образцах (из пяти), отобранных в центре астроблемы из габбро-долеритовых даек (Рис. 1), выделены компоненты обратной полярности, похожие на направления, полученные в работе [7]. А это дает основание рассмотреть другой, многоступенчатый процесс образования астроблемы – ударное событие, быстрое или длительное остывание, внедрение даек, связанные с этим внедрением распространение флюидов, вторичный прогрев и химические изменения минералов, происходивших, по-видимому, во время более молодой зоны обратной полярности (Рис. 8).

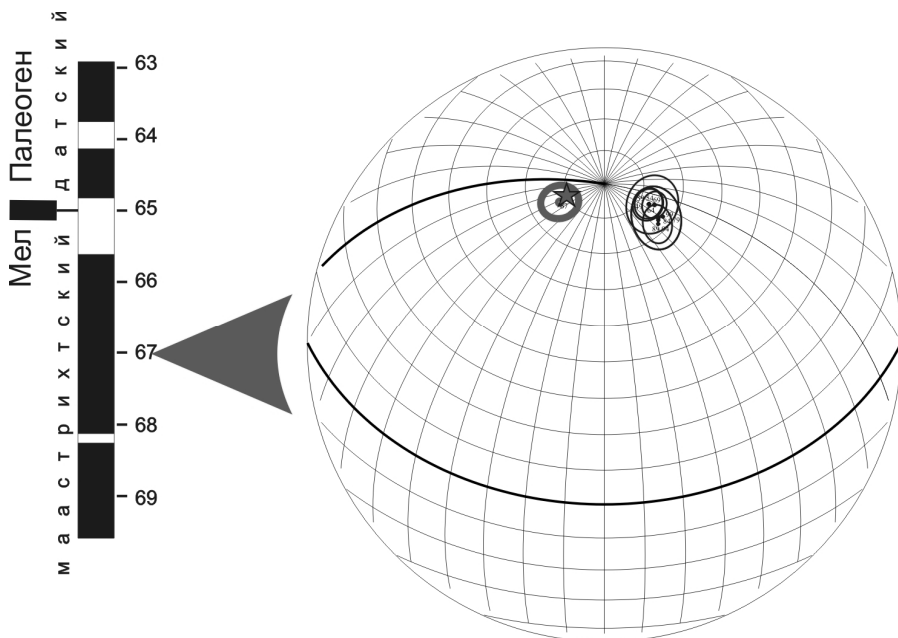


Рис. 8. Положение палеомагнитных полюсов Восточно-Европейской плиты для изучаемого интервала времени согласно Международной Базе Палеомагнитных Данных (овалы справа) и полюса, полученного в данной работе (овал слева).

Таким образом, полученное палеомагнитное направление может быть использовано как критерий перемагничивания древних, вмещающих и обрамляющих ударный кратер, горных пород и влияния удара метеорита на палеозойские разрезy региона – влияние самого удара, нагрева, химических преобразований, ударного метаморфизма, складчатости и т.д.

1. Колесников Е.М., Назаров М.А., Бадюков Д.Д. и др. Калийаргоновый возраст Карских кратеров и их связь с мел-палеогеновым ударным событием // Геохимия, 1990. № 4. С. 495–505.
2. Масайтис, В. Л., Данилин А.Н., Мацак М.С. и др. Геология астроблем / Л.: Недра, 1980. 231 с.
3. Маслов М.А. О происхождении Карской депрессии. Метеоритика, 1977, No.36, с. 123-130

4. Мелюш Г. Дж. Образование ударных кратеров: геологический процесс. М.: Мир, 1993. 336 с.
5. Назаров М. А., Бадюков Д. Д., Алексеев А. С. и др. Карская ударная структура и её связь с мел-палеогеновым событием // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1993. Т. 68. Вып. 3. С. 13—32.
6. Старунов В.А. Магнитные свойства импактитов. Дисс. На соискание уч.ст. кфмн, г.Ленинград, 1985. ЛО АН СССР.
7. Nazarov M.A., Bazhenov M.L., Nazarov M.A. Paleomagnetism of impactites of the Kara impact crater: Preliminary results. Lunar and Planet. Sci. - Houston (Tex.), 1989. - Vol. 20: 20th Conf., March 17-17, 1989: Abstr. Pap., P. 34-35

ПРОЯВЛЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ЭКСКУРСА ЭТРУССИЯ-СТЕРНО В ПОЛЯРНЫХ СИЯНИЯХ?

О.М. Распопов¹, Е.Г. Гуськова¹, В.А. Дергачев²

¹СПбФ ИЗМИРАН, Санкт-Петербург;

²ФТИ РАН, Санкт-Петербург

Введение

Геомагнитные экскурсы и инверсии сопровождаются принципиальными изменениями конфигурации и динамики магнитосферы, за которыми должны последовать и изменения в развитии магнитосферно-ионосферных процессов [1]. Смещение магнитного полюса Земли к экватору должно сопровождаться соответствующим перемещением зоны полярных сияний в низкие широты. К большому сожалению, только для одного геомагнитного экскурса, а именно, экскурса Этруссия-Стерно, который развивался около 800-500 лет до новой эры, можно попытаться по историческим источникам найти какие-либо указания на развитие активных форм полярных сияний, которые могут свидетельствовать о соответствующем смещении авроральной зоны.

Целью настоящей работы является анализ развития экскурса Этруссия-Стерно по различным археомагнитным и палеомагнитным данным, построение пути перемещения виртуального геомагнитного полюса и обращение к историческим источникам, которые могли бы дать информацию о развитии активных форм полярных сияний в низких широтах в рассматриваемый интервал времени.

Геомагнитный экскурс Этруссия-Стерно

Впервые сведения об этом геомагнитном экскурсе сообщил Ransom [2], сославшись на результаты исследований Фольгерайтера в 1896 и 1899 гг. Последним при археомагнитных исследованиях аттических и этрусских ваз Греции и Италии было обнаружено, что по крайней мере в этих районах в VIII веке до н.э. геомагнитное поле было обратным. На Рис. 1а, модифицированным из [3], показано изменение наклонения **I** геомагнитного поля с **I** по VIII века до новой эры по данным Фольгерайтера. Таким образом, на широтах ~35-45° с.ш. и в долготном интервале 10-25° в.д. было выявлено смещение геомагнитного полюса к экватору. Соответствующая этому экскурсу палеомагнитная аномалия была выявлена в Швеции [4] в процессе работ по уточнению возраста экскурса Гётенбург. Авторами [4] была изучена серия

колонок из южной Швеции, вскрывшая ленточные глины ледниковых отложений. В верхней части толщи были выявлены аномальные изменения склонения **Д** и наклонения **И**, возраст которых авторы определили примерно в 860 лет до н.э. Они назвали этот экскурс Стерно и сопоставили его с экскурсом, обнаруженным Фольгерайтером.

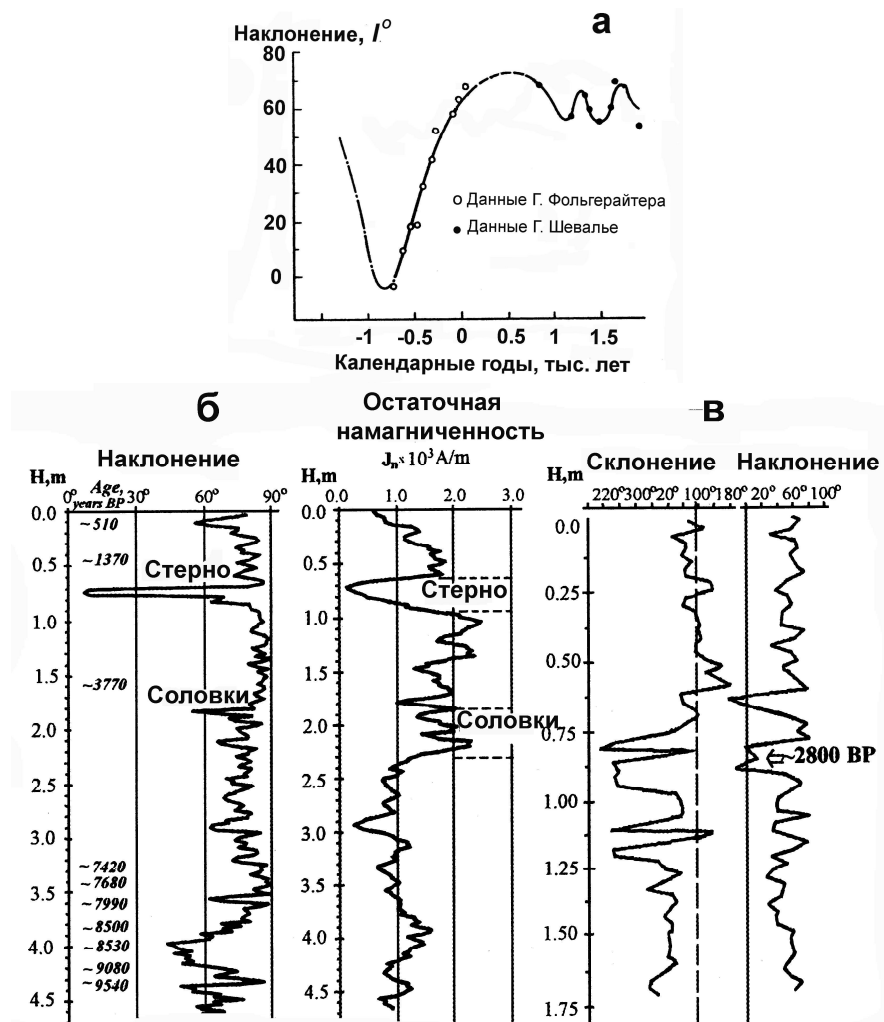


Рис. 1. Изменение элементов магнитного поля Земли во время экскурса Этруссия-Стерно: а – изменение наклонения **И** по археомагнитным данным [3]; б – изменение наклонения и намагниченности по данным осадков в Баренцевом море [8]; в – наклонение и склонение по данным осадков в Балтийском море [7].

Второе название – Этруссия – этот геомагнитный экскурс получил благодаря исследованиям, проведенным советскими исследователями. На Западном Кавказе в районе пос. Намчедури (Кобулет, $\varphi \sim 42^\circ$ с.ш., $\lambda \sim 42^\circ$ в.д.) был изучен многослойный археологический разрез, датируемый IX-VI веками до н.э., в котором наблюдаются резкие изменения наклонения **I** с переходом к отрицательным значениям и склонения **D** до 90° . Соотношение мощности аномального слоя в разрезе и всего разреза позволило заключить, что быстрые изменения геомагнитного поля во время экскурса могли не превышать 100 лет [5, 6].

В последующие годы поведение геомагнитного поля во время экскурса Этруссия-Стерно было детально изучено на основе анализа осадочных пород в Баренцевом, Балтийском и Белом морях. С различной степенью достоверности экскурс был выявлен в 15 колонках со дна названных морей [7, 8]. На **Рис. 16** приведены изменения магнитных свойств осадков из керна скважины со дна Баренцева моря. КERN был отобран во время рейса судна «Академик Сергей Вавилов» в 1998 г. Осадочные породы были продатированы радиоуглеродным методом. Геомагнитный экскурс Этруссия-Стерно проявляется в резком изменении наклонения до -30° во временном интервале 2200-2400 радиоуглеродных лет назад. В это же время на общем повышенном фоне значений J_n отмечено и значительное уменьшение J_n , что свидетельствует об уменьшении величины геомагнитного поля в этот период. Продолжительность экскурса составляет 100-300 лет. График изменений магнитной восприимчивости, проанализированный для тех же колонок, не проявлял каких-либо особенностей в период геомагнитного экскурса, это указывает на то, что отмеченные изменения **I** и J_n связаны с изменениями геомагнитного поля, а не минералогического состава осадочных пород.

На **Рис. 1в** приведены данные о проявлении экскурса Стерно-Этруссия в одной из скважин в осадках Балтийского моря (скважина 583-86) [7]. В этом случае колонка была ориентирована, что позволило проследить вариации как наклонения **I**, так и склонения **D**. Экскурс очень четко проявился как в изменениях **I**, так и изменениях **D**. При этом быстрые долготные перемещения геомагнитного полюса предшествовали развитию геомагнитного экскурса в **I**. Анализ изменений J_n в колонках Балтийского моря свидетельствует, что в период развития экскурса происходило понижение величины геомагнитного поля, что отмечалось ранее на образцах из Баренцева моря и археологических памятников Грузии.

К настоящему времени проявление экскурса Этруссия –Стерно выявлено в 17 местах. Датировка развития экскурса, проведенная различными методами, дает значения от 2200 до 2800 лет в прошлое. На **Рис. 2** приведена схема с расположением мест, где было выявлено развитие экскурса.

Резюмируя результаты изучения магнитных свойств осадочных пород и археомагнитных материалов во временном интервале развития геомагнитного экскурса Этруссия-Стерно можно сделать следующие выводы. Развитие экскурса по различным датировкам происходило во временном интервале

2200-2800 лет назад. Археологические материалы указывают на VIII-IV века до н.э. Во время экскурса зарегистрировано одно или два резких отклонения наклона I до 0 или отрицательных значений, т.е. происходило резкое смещение геомагнитного полюса к экватору или же его перемещение в южное полушарие. Продолжительность экскурса невелика, порядка 100-300 лет. В период предшествующий и последующий за экскурсом напряженность геомагнитного поля в 1,4-1,7 раз превышало его современное значение. Однако во время экскурса, а возможно и во время более длительного периода, геомагнитное поле уменьшалось примерно на 30%.

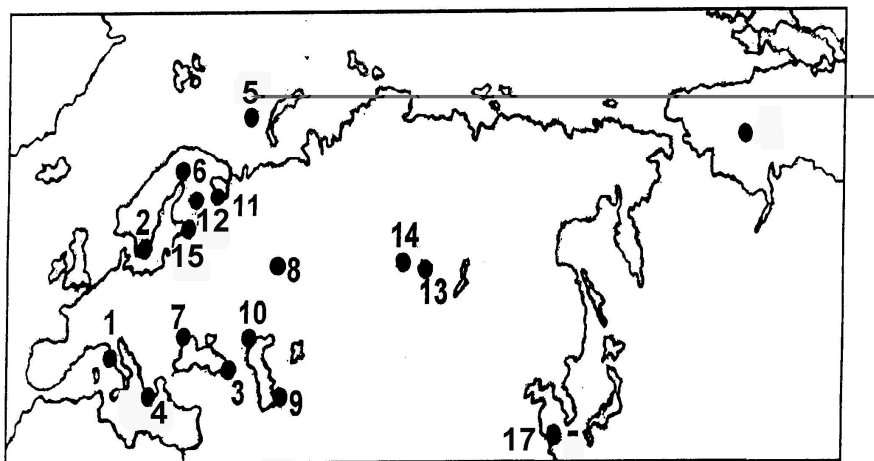


Рис. 2. Схема расположения районов, где было выявлено развитие экскурса Стерно-Этрессия.

Перемещение геомагнитного полюса во время развития экскурса Этрессия-Стерно

Благодаря хорошей ориентации колонок отложений, извлеченных со дна Баренцева и Балтийского морей [7] были построены перемещения виртуального геомагнитного полюса. На Рис. 3 показано перемещение виртуального геомагнитного полюса, построенные по данным отложений в Балтийском море (крестики). Как видно из рисунка, смещение виртуального геомагнитного полюса вблизи экватора проходило в долготном секторе $0 \pm 50^\circ$ в.д. На Рис. 3 нанесено также перемещение виртуального геомагнитного полюса по археологическим данным из Грузии (треугольники) и по данным осадочных пород в Западной Сибири в верхнем течении р. Обь [9].

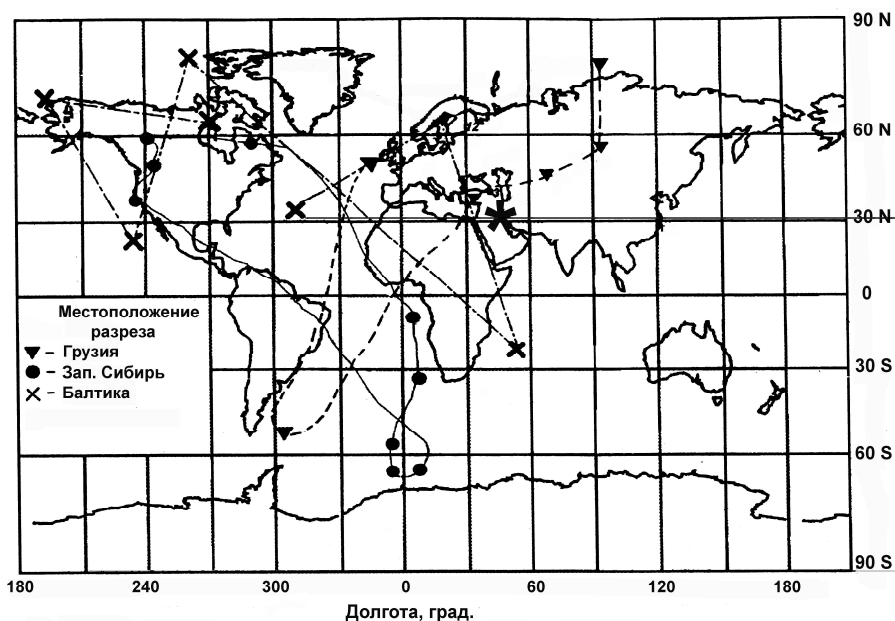


Рис. 3. Карта перемещения виртуального геомагнитного полюса во время экскурса Этруссия-Стерно по археомагнитным данным из Грузии, палеомагнитным данным разреза в Западной Сибири и осадочных пород в Балтийском море.

Исторические источники о развитии аномальных оптических явлениях в атмосфере в VIII-IV веках в низких широтах

Перемещение виртуального геомагнитного полюса во время рассматриваемого экскурса происходило в полосе долгот, на которых расположены Греция, Месопотамия, Египет. Поэтому логично обратиться к историческим хроникам, относящихся к этим странам и дающим информацию о возможном развитии активных полярных сияний в рассматриваемый временной интервал. Известные норвежские специалисты в области изучения полярных сияний А. Брекке и А. Эгеланд в своей книге “The Northern Light” [10] указывают, что греческие философы Анаксимедес, живший в 570-526 гг. до н.э., и Анаксагорас, живший в 500-428 гг. до н.э., обращали внимание на развитие в небесах цветных оптических форм. Брекке и Эгеланд трактовали эти наблюдения как фиксацию активных форм полярных сияний на широтах Греции. Еще более убедительный пример возможного развития активных авроральных процессов в рассматриваемый временной интервал на широтах Месопотамии можно найти в Библии. В ней в книге пророка Иезекииля (Глава 1) говорится следующее:

«¹ И было в тридцатый год, в четвертый месяц, в пятый день месяца, когда я находился среди переселенцев при реке Ховаре, отверзлись небеса, и я видел видения Божии.

⁴ *И я видел, и вот, бурный ветер шел от севера, великое облако и клубящийся огонь, и сияние вокруг него,*

⁵ *а из середины его как бы свет пламени из середины огня; и из середины его видно было подобие четырех животных, - и таков был вид их: облик их был, как у человека;*

¹³ *И вид этих животных был как вид горящих углей, как вид лампад; огонь ходил между животными, и сияние от огня и молния исходила из огня.*

¹⁴ *И животные быстро двигались туда и сюда, как сверкает молния».*



Рис. 4 (начало). Картина «Видение Иезекииля» современного канадского художника Петера Робсона [graal.co.uk/peterrobson.htm].



Рис. 4 (конец). Болгарская икона IX века из коллекции Григория Назанзина «Моление Иезекииля» [[http:// days. pravoslavie.ru/Images/ii9098/463/htm](http://days.pravoslavie.ru/Images/ii9098/463/htm)].

На Рис. 4 представлено полотно, изображающее видение Иезекииля современным канадским художником Петером Робсоном., а также изображение Иезекииля на болгарской иконе IX века.

Следует подчеркнуть, что описание видения Иезекииля мало чем отличается от описаний и изображения сильнейших полярных сияний, наблюдавшихся в средние века в Европе. В качестве примера можно привести изображение полярного сияния, наблюдавшегося в Средней Европе 10 февраля 1681 г. (Рис. 5) [10].

Отметим, что видение Иезекииля имело место в 593 г. до н.э. Иезекииль в это время находился вблизи города Ниппур в 100 км от Вавилона (~32° с.ш., ~45° в.д.).



Рис. 5. Изображение полярного сияния, наблюдавшегося во Фрайбурге 10 февраля 1681 г. [10].

Во время сильнейших магнитных бурь и в настоящее время на подобных широтах регистрируются полярные сияния. Однако эти сияния имеют вид рассеянного красного свечения, в то время как описание Иезекииля дает нам картину развития активных корональных форм полярных сияний, характерных именно для авроральной зоны. Авроральная зона могла оказаться на широтах Вавилона из-за смещения геомагнитного полюса во временном интервале развития геомагнитного экскурса.

В литературе обсуждался вопрос: не могло ли повышенное значение величины магнитного диполя в этот временной интервал привести к смещению авроральной зоны в низкие широты. Подобная точка зрения представлена в [11]. Однако в работе [12] показано, что увеличение величины геомагнитного диполя должно переместить авроральную зону в более высокие широты.

Заключение

Проведенный в настоящей работе анализ показал, что палео и археомагнитные данные из различных районов земного шара, включая район Южного Кавказа (Грузия), указывают с той или иной степенью достоверности на то, что перемещения виртуального геомагнитного полюса из высоких в низкие широты проходило во время экскурса Этруссия-Стерно в долготном секторе $\pm 30^\circ$ от Гринвича. Именно в этом секторе на широте около 32° располагался г. Ниппур в Месопотамии, вблизи которого проживал пророк Иезекииль. Перемещение виртуального геомагнитного полюса в долготном секторе Месопотамии означает, что вне зависимости от уровня солнечной и геомагнитной активности в период проживания там Иезекииля на широтах Вавилона могли

наблюдаться лучистые формы полярных сияний. Во время интенсивных возмущений пред глазами жителей Вавилона и более южных районов могли развертываться красочные картины корональных форм сияний, которые в обычное время доступны только жителям полярных районов. Возможно, что видение Иезекииля является первым свидетельством визуальной регистрации развития геомагнитного экскурса.

Настоящая работа была поддержана грантом РФФИ 10-05-00129.

1. *Vogt J., Zieger B., Glassmeier K.-H., Kallenrode M.-B., Sinhuber M., Winkler H.* Energetic particles in the paleomagnitosphere: Reduce dipole configuration and quadrupole contribution // *J. Geophys. Res.* 112, A06216. 2007.
2. *Ransom C.J.* Magnetism and archeology // *Nature*, 243, 518-19. 1973.
3. *Петрова Г.Н., Нечаева Т.Б., Поспелова Г.А.* Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом М. Наука. 175 с. 1992.
4. *Nöel M., Tarling D.H.* The Lashamp geomagnetic event // *Nature*, 253. 705-707. 1975.
5. *Бураков К.С., Начасова И.Е.* Археомагнитные определения напряженности геомагнитного поля в Грузии за последние 3000 лет. «Тонкая структура геомагнитного поля». М. ИФЗ АН СССР. 26-32. 1986.
6. *Бурлацкая С.П., Челидзе З.А.* Об изменении геомагнитного поля в Грузии во время от III тысячелетия до н.э. до I тысячелетия н.э. // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* №9. 102-107. 1987.
7. *Кочегура В.В.* Использование палеомагнитных методов для геологического картирования шельфа. С.-П. ВСЕГЕИ. 143 с. 1992.
8. *Гуськова Е.Г., Распопов О.М., Пискарев А.Л., Дергачев В.А. Мёрнер Н.-А.* Тонкая структура геомагнитного поля за последние 30000 лет по намагниченности осадков Баренцева моря. Геомагнетизм и аэрономия, Т.44, №4. 554-560. 2004.
9. *Гнибиденко З.Н., Волкова В.С., Орлова Л.А.* Климато-магнитохронология и магнетизм гоценовых отложений Верхнего Приобья // В «Проблемах реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск. Институт археологии и этнографии. 110-115. 2000.
10. *Brekke A., Egeland A.* The Northern Light. Springer Verlag. Berlin.Heidelberg. 170 p. 1983.
11. *Siscoe G.L., Silvermann S.M. Siebert K.D.* Ezekiel and northern lights: Biblical aurora seems plausible // *Eos. Trans. AGU*, 83, 6. 173. 2002.
12. *Фельдштейн Я.И., Левитин А.Е., Головков В.П.* Зона полярных сияний прошлых эпох. // Геомагнетизм и аэрономия, Т.27, №1. 1987.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДЕВОНА СЕВЕРО-ВОСТОКА ГЛАВНОГО ДЕВОНСКОГО ПОЛЯ: КЛЮЧЕВОЙ ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ ПОЛЮС И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО ФРАНА

В.П. Родионов, А.Н. Храмов, Е.Л. Гуревич, В.А. Томиша (vtomsha@mail.ru)

ВНИГРИ, Санкт-Петербург (ins@vniagri.ru)

Проблема палеомагнетизма девона Восточно-Европейской платформы (ВЕП), возникшая еще на заре палеомагнитных исследований, и сегодня не может считаться решенной. Связано это с одной стороны, с крайне малым числом палеомагнитных определений для ВЕП по всему среднему палеозою (от силура до середины карбона), удовлетворяющих современным критериям надежности, а с другой – с дискуссионностью вопроса о степени когерентности тектонических единиц Западной Европы (Арморики, Авалонии, Барен-

ции) 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 [1, 2] и появляется уже традиционная «девонская петля» на APWP – или же построение среднепалеозойской части APWP для ВЕП упирается в недостаточное число определений [3]. 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. Это обстоятельство определило выбор объектов наших исследований.

Первые палеомагнитные исследования разрезов верхнего девона (Главного девонского поля) были проведены еще в 1959-1962 годах [4]; были изучены, в том числе и разрезы франского яруса на р. Сясь. Все отобранные и изученные из этих разрезов образцы, как оказалось, несли намагниченность обратной полярности с палеомагнитным полюсом 41°N , 154°E близким к характерному для гиперхрона Киамы (320-260 млн. лет), хотя и немного смещенным на юго-запад. Вытянутое (нефишеровское) распределение направлений характерной намагниченности ChRM (была проведена только временная чистка) дало основание считать, что, по крайней мере, некоторые образцы несли две компоненты древней намагниченности [5]. Это побудило провести повторный отбор образцов из обнажений на р. Сясь и начать их изучение уже на современном аппаратурном и технологическом уровне [6, 7]. Эта работа была продолжена; ее результаты описаны ниже.

В двух береговых обнажениях р. Сясь, у д. Гверстовка из шестиметровой толщи пестроцветных (преимущественно красных) глин и алевролитов воронежского горизонта франского яруса нами были отобрано 100 образцов, а у д. Яхново – 17 образцов из тонких слоев красных глин в слаболитифицированных белых песчаниках саргаевского горизонта нижнего франа.

Лабораторные исследования собранной коллекции проведены в лаборатории магнитостратиграфии и палеомагнитных реконструкций ВНИГРИ (С.-Петербург) и, на первом этапе работ, в палеомагнитной лаборатории Утрехтского университета (Утрехт, Нидерланды). Для выделения компонент NRM все образцы были подвергнуты ступенчатому терморазмагничиванию с шагом $20\text{--}50^{\circ}\text{C}$ в интервале $120\text{--}550^{\circ}\text{C}$ и $5\text{--}10^{\circ}\text{C}$ выше 550°C . Терморазмагничивание велось в экранированных (остаточное поле не выше 5 нТл) печах TSD48. Измерения намагниченности велись на спиннер-магнитометре JR-4 (С.-Петербург) и криогенном магнитометре 2G (Утрехт). Минералогические изменения во время терморазмагничивания контролировались измерением магнитной восприимчивости на каппа-мосте KLY-3. Компонентный анализ проводился по методике Киршвинка [8] а его результаты изображались на ортогональных проекциях [9]. В случаях неполного разделения NRM – компонент применялся метод пересечения кругов размагничивания (перемагничивания).

Терморазмагничивание позволило выделить три группы образцов (Рис. 1).

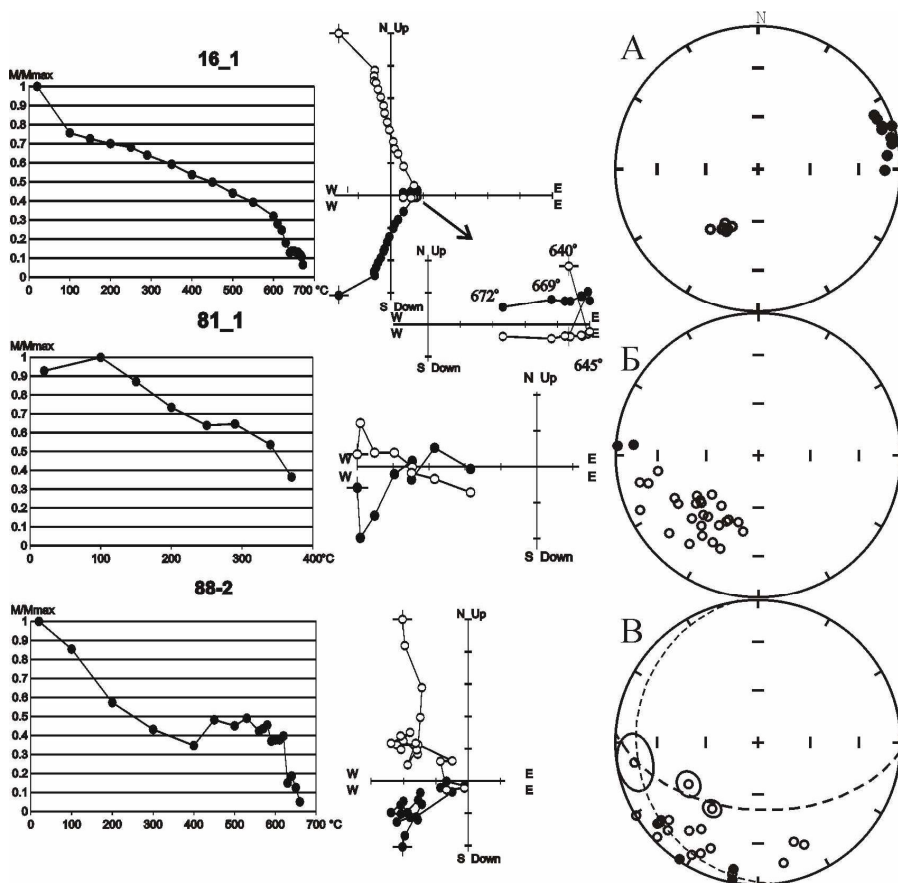


Рис. 1. Характерные диаграммы Зийдверelda и суммарные стереограммы направлений характерной намагниченности для осадочных пород франского яруса разреза Гверстовка (новые данные). А – красноцветные глины и алевролиты низов разреза, -S и +P-компоненты NRM; Б – пестроцветные глины и алевролиты верхней части разреза -S и -P-компоненты NRM; В – слои с «промежуточными» направлениями ChRM. P – «пермский» круг перемагничивания; D – «девонский» круг перемагничивания.

Первую, самую многочисленную, составили образцы красных глин и алевролитов, NRM которых сложена одной или двумя высокотемпературными компонентами. Первая компонента разрушается постепенно до блокирующей температуры 620°C (Рис. 1). Такое поведение указывает на разнодисперсный гематит с размытым спектром деблокирующих температур, как носитель этой компоненты. Для большинства образцов этой группы эта S-компонента оказалась единственной. Ее векторы направлены на юго-запад вверх (Рис. 1А), среднее направление и соответствующий палеомагнитный полюс (Табл. 1, строки 1, 2) указывают на позднепалеозойский возраст этой ком-

поненты. Вторая высокотемпературная компонента выделяется в узком диапазоне температур 640-675°C (Рис. 1А). Ее носителем, по-видимому, является спекуларит. Эта компонента выделена в 24 образцах, отобранных в нижней части разреза Гверстовка, где породы содержат больше алевритового материала, по сравнению с другими, более глинистыми красноцветами из этой группы. Среднее направление этой Р-компоненты и ее полюс даны в таблице (строки 3, 4).

Таблица 1. Палеомагнитные направления и соответствующие им палеомагнитные полюсы пород франкского яруса р. Сясь (59,9°N; 32,7°E).

№	Компонента NRM и ее возраст	N	D°	I°	K	α_{95}	Φ°, N	Λ°, E	A°_{95}
<i>Красноцветные глины и алевриты</i>									
1*	-S, P ₁	39	210	-42	65	2,8	49	167	2,7
2	-S, P ₁	11	212	-48	150	3,7	52	163	3,9
3*	+P, D ₃	11	73	5	90	4,4	11	134	3,3
4	+P, D ₃	13	74	6	74	5,3	11	135	3,8
<i>Серые и пестроцветные глины</i>									
5	-S, C ₃ -P ₁	30	214	42	33	4,6	47	164	4,5
6	-P, D ₃	10	259	-13	18	12,8	11	128	9,8
7	-P, D ₃	6	248	-6	564	2,4	13	140	1,8
2+5	-S, P ₁	40	214	-44	40	3,6	48	164	3,6
4+6	P, D ₃	23	76	8	26	6,0	10	132	4,2
3+4	+P, D ₃	24	74	6	82	3,2	11	134	2,4

Примечания: N – число полевых образцов, D, I – склонение и наклонение ChRM, K – кучность, α_{95} – радиус круга доверия для вероятности 95%, Φ, Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса, A°_{95} – радиус круга доверия для полюса, * – результаты для части коллекции, опубликованные в [7].

Вторую группу составили пестроцветные (серые, коричневые, голубые) глины и алевриты, в NRM которых преобладают компоненты с невысокими блокирующими температурами ($T_{\text{нв}} < 350^\circ\text{C}$ и $T_{\text{нв}} = 450-635^\circ\text{C}$). Первая из них имеет направление, близкое к направлению современного поля, направления второй образуют кластеры, один из которых (Рис. 1Б) соответствует направлению S-компоненты для первой группы образцов, а другие распределены вдоль одного и двух дуг больших кругов, конечными точками которых являются средние направления S- и Р-компонент, выделенных в красноцветах первой группы. Направление, соответствующее точке пересечения этих дуг и погрешность его определения оценены методом скользящих нормалей (Рис. 1В). Это направление, отличающееся от направления высокотемпературной компоненты на 177° , очевидно, имеет и близкий к ней возраст, но другую полярность. Положение кластеров на S-круге, очевидно, отражает позднепалеозойское подмагничивание пород. Р-круг, вероятно, есть результат суперпозиции N- и R-компонент или же отражает процесс геомагнитной инверсии.

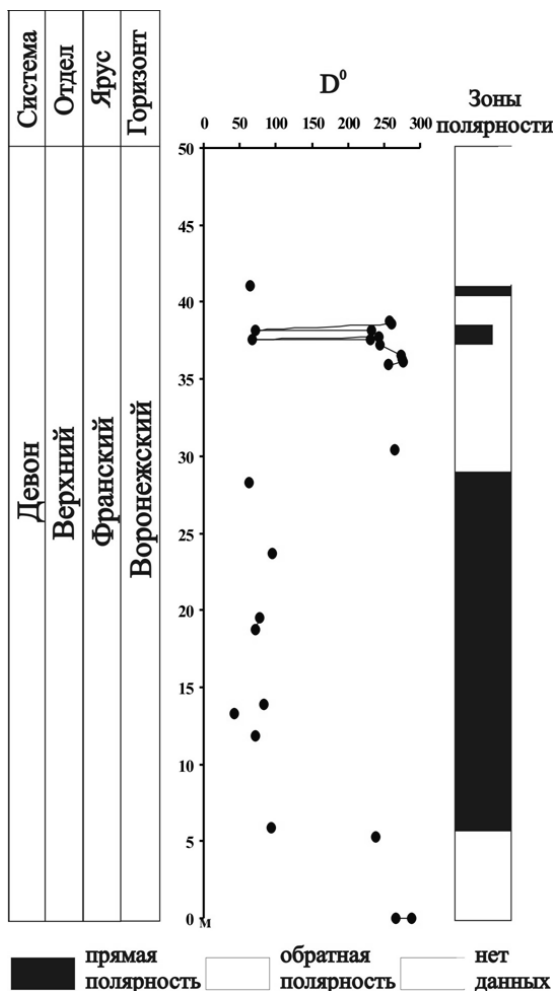


Рис. 2. Распределение склонений D для P -компоненты по разрезу воронежского горизонта, д. Гверстовка.

К третьей группе можно отнести 14 образцов красных глин и алевролитов из верхней части разреза Гверстовка. Высокотемпературные компоненты NRM этих образцов дают большой разброс направлений ($K < 3$). Связано это с тем, что глины этой группы по составу и окраске подобные глинам нижней части разреза, представляют собой «глиняный конгломерат», состоящий из угловатых частиц (до 1 см в поперечнике) глины, слабо сцементированный такой же глиной. Поэтому можно заключить, что для P -компоненты пород тест конгломератов положителен, т.е. P -компонента синхронна процессу осадконакопления. Это подтверждается вероятной детритовой природой ее

носителя – спекуларита, а также положительным результатом теста обращения.

Рассмотренные выше свидетельства синхронности выделенной +R-компоненты процессу осадконакопления, достаточная статистика ($N = 40$, $K = 40$, $A_{95} = 3,5$) и детально отобранный по вертикали стратиграфический интервал (половина воронежского горизонта) позволяют предложить полученный палеомагнитный полюс как ключевой полюс с возрастом 375 ± 2 млн. лет при построении APWP для среднего палеозоя Восточно-Европейской платформы.

Распределение направлений R-компоненты (Рис. 2) по разрезу воронежского горизонта у д. Гверстовка соответствует последовательности (снизу) R-N-R с переходными слоями между этими зонами. Эта последовательность в дальнейшем, возможно, позволит уточнить положение изученной толщи по отношению к стратотипу франского яруса и стандартным конодонтовым зонам.

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.

Авторы признательны А.Г. Иосифиди за помощь в процессе подготовки данной статьи.

1. *Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G. et al.* Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic – a tale of Baltica and Laurentia. *Earth Sci. Rev.*, 40, 1996, p. 229-258
2. *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
3. *Torsvik T.H., Rehnstrom E.F.* The Tornquist Sea and Baltica-Avalonia docking. *Tectonophysics*. 2003. V. 362. p. 67-82
4. *Линькова Т.И.* Палеомагнитные исследования осадочных толщ девона северо-запада Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. Геофиз., 1960, №6, с.868-870
5. *Палеомагнетизм палеозоя.* Л. Недра, 1974, 236 с.
6. *Гуревич Е.Л., Храмов А.Н., Родионов В.П., Деккерс М., Федоров П.В.* Палеомагнетизм исследования нижне-среднепалеозойских отложений Северо-Запада Восточно-Европейской плиты. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М., ГЕОС, 2003, с. 24-26
7. *Гуревич Е.Л., Храмов А.Н., Родионов В.П., Деккерс М., Федоров П.В.* Палеомагнетизм ордовикских и девонских осадочных пород северо-запада Русской платформы: новые данные о кинематике Балтики в палеозое и о пермо-триасовом перемагничивании. *Физика Земли*, 2005, №7, с. 48-64
8. *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.
9. *Zijderveld J.D.A.* Demagnetization of rocks analysis of results. In: *Methods in Palaeomagnetism*, Ed. Collinson D.W., Amsterdam, Elsevier, 1967.

РАННЕОРДОВИКСКАЯ МАГНИТОПОЛЯРНАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ: НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПО СЕВЕРО-ЗАПАДУ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.П. Родионов, А.Н. Храмов, Е.Л. Гуревич

ВНИГРИ, Санкт-Петербург (ins@vniigri.ru)

Для выявления магнитополярной последовательности в раннем ордовике уникальную возможность открывает изучение разреза нижнего ордовика р. Кулюмбе. Он наиболее благоприятен с точки зрения полноты разреза, непрерывности и стратиграфического обоснования, а также доступности его изучения в естественных обнажениях. К тому же он котируется как один из возможных мировых стандартов. Этот разрез был детально изучен И. Галле и В.Э. Павловым [1]. К сожалению, осталось много пробелов (окон). Остались неизученными разрезы аренига, верхней части среднего и верхний ордовик. Основная цель наших исследований – восполнить эти пробелы в магнитополярной последовательности ордовика. Для этого было необходимо повторно исследовать изученные ранее разрезы и подтвердить достоверность прежних результатов, а также построить палеомагнитный разрез аренига. В 2006 году во время проведения Международной геологической экскурсии по разрезам ордовика по правому и левому берегам р. Кулюмбе были детально отобраны ориентированные штуфы из разреза нижнего ордовика. Надежность привязки уровней отбора ориентированных штуфов обеспечивалось благодаря маркировке границ стратиграфических подразделений непосредственно на обнажениях [2].

Нижний ордовик р. Кулюмбе представлен уйгурской и ильтыкской свитами. Первая – охватывает мансийский и лопарский горизонты, а вторая – нийский горизонт тремадока, угорский и кимайский горизонты аренига. Отложения нижнего ордовика представлены в основном карбонатными породами. Отложения ильтыкской свиты изучены по правому и левому берегам р. Кулюмбе, а отложения уйгурской – только по левому берегу р. Кулюмбе. Отбор ориентированных штуфов по разрезу производился с интервалом 0,5 – 1 м чаще или реже в зависимости от обнаженности пород. Всего изучено 680 м разреза и отобрано 425 ориентированных штуфов. Палеомагнитные исследования проводились по общепринятой современной методике. Методом ступенчатого терморазмагничивания пород выделены три компонента их естественной остаточной намагниченности. Две из них, А и В с большими положительными и отрицательными наклонениями, интерпретируются как результат перемагничивания, произошедшего в ходе развития фаз траппового магматизма (Рис. 1).

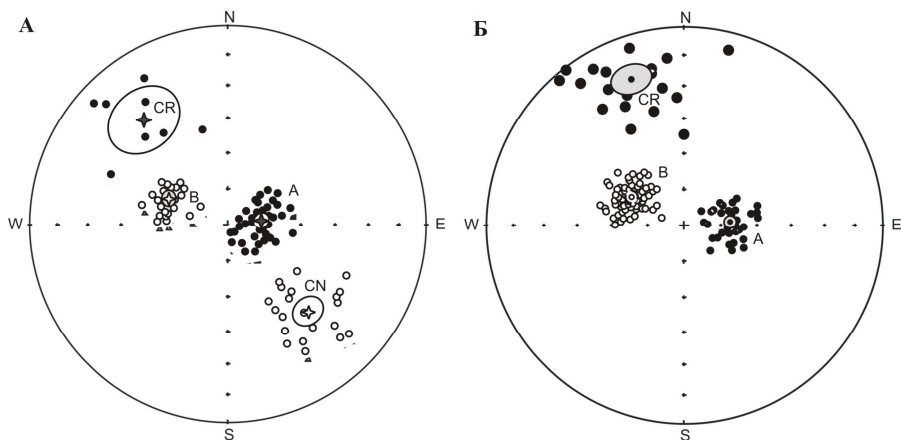


Рис. 1. **А** – распределение направлений компонент А, В, CN и CR разреза нийского горизонта; **Б** – распределение компонент А, В, CR образцов разреза угорского и кимайского горизонтов. Условные обозначения: 1 – кружочки залитые – проекции на нижнюю, а полые – на верхнюю полу-сферу. Средние направления приведены с кругами доверия при 95% вероятности.

Третья биполярная высокотемпературная компонента, носителем которой является гематит и иногда магнетит, трактуется как синседиментационная или почти синседиментационная намагниченность, присущая изученным осадочным породам. Первичная природа этой компоненты подтверждается положительными результатами тестов обращения, складки и корреляции. Составлен опорный магнитостратиграфический разрез нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы (Рис. 2).

При составлении этого разреза были задействованы результаты палеомагнитных исследований авторов по правому и левому берегам р.Кулюмбе, а также использованы опубликованные данные по р.р. Кулюмбе и Мойеро, И. Галле, В.Э. Павлова [1, 3] и Е.Л. Гуревича [4].

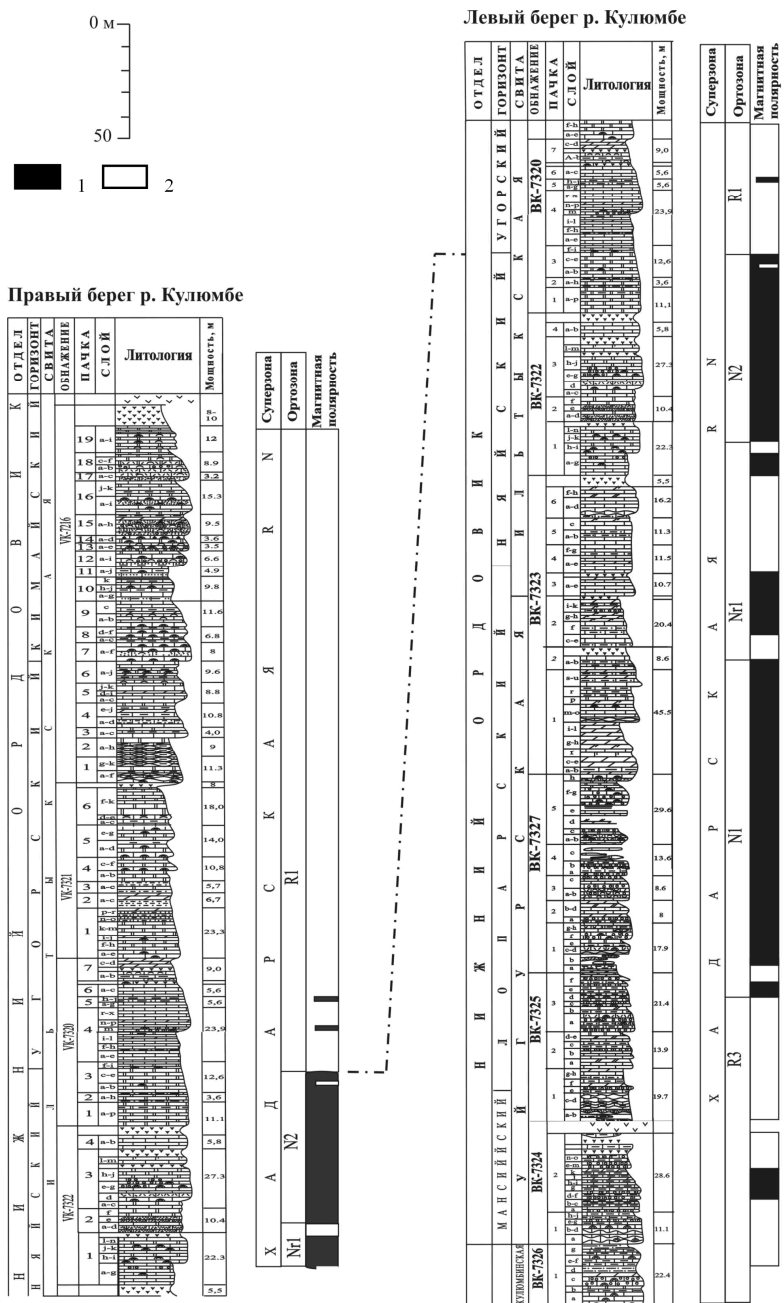


Рис. 2. Опорный магнитостратиграфический разрез нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы: 1 – прямая, 2 – обратная полярность.

Выявленная магнитополярная структура нижнего ордовика подтверждает и уточняет структуру хадарской суперзоны, выделенной ранее на Сибирской платформе [5], которая охватывает интервал верхний кембрий – лланвири. Выделенные ортозоны прямой и обратной полярности иногда представлены чередованием более мелких зон прямой и обратной полярности. Индексация этих ортозон показана на Рис. 2. Раннеордовикская магнитополярная последовательность четко подразделяется на три временных интервала. Для начала и конца раннего ордовика характерны продолжительные интервалы обратной полярности, а в середине – чередование прямой и обратной полярности с явным преобладанием прямой полярности. Уверенно прослеживается этапность в развитии геомагнитного поля раннего ордовика. Это подтверждается палеомагнитными данными по нижнему ордовика Иркутского амфитеатра на юге Сибирской платформы [6]. На рубеже тремадока и аренига произошла смена полярности геомагнитного поля с прямой на обратную. Этот магнито-стратиграфический уровень, совпадающий с биостратиграфической границей тремадока и аренига, предлагается в качестве узловой точки в глобальной стратиграфической шкале нижнего палеозоя – точки, которая отмечает существенные изменения в геомагнитной истории. Такой стратиграфический уровень, обоснованный комплексом методов, открывает широкие перспективы для глобальной синхронизации разрезов нижнего палеозоя.

Табл. 1. Палеомагнитные данные по осадочным породам нижнего ордовика.

Объекты исследования	N	T _{ub} , °C	J _n	C. К.	D,°	I,°	K	α ₉₅ ,°	Φ,°	Λ,°	dp,°	dm,°	φ _m ,°
Арениг, угорский и кимайский горизонты, осадочные породы φ = 68°с.ш., λ = 89°в.д.	37	200-300	A	g	20,7	79,3	42	3,7					
				s	82,6	70,9	85	2,6	52	156	3,9	4,5	55
	85	400-510	B	g	289,9	-81,8	86	1,7					
				s	298,5	-65,2	127	1,4	-34	315	1,8	2,3	47
	21	500-660	CR	g	334,3	8,0	21	7,1					
				s	339,2	22,6	22	6,9	32	293	3,9	7,3	-12
Тремадок, ныйский горизонт, осадочные породы φ = 68°с.ш., λ = 89°в.д.	16	200-300	A	g	352,9	77,5	123	3,3					
				s	95,1	74,7	216	2,5	53	141	4,1	4,5	61
	20	250-540	B	g	238,9	-82,1	103	3,2					
				s	290,9	-64,8	250	2,1	-36	321	2,7	3,4	47
	21	450-680	CN	g	137,4	-16,1	26	6,3					
				s	139,2	-35,8	29	6,0	-36	138	4,0	7,0	-20
	7	510-680	CR	g	317,7	12,4	20	13,6					
				s	319,7	36,0	20	14,0	36	318	9,4	16,3	-20
	28	450-680	CNR	g	137,4	-15,2	25	5,5					
				s	139,3	-35,9	28	5,3	-36	138	3,6	6,2	-20

Примечания: N – число образцов, участвующих в подсчете среднего направления; T_{ub}, °C – деблокирующая температура; C.К. – система координат: g – географическая, s – стратиграфическая; D и I – склонение и наклонение средних направлений компонент A, B и C естественной остаточной намагниченности; K – кучность векторов; α₉₅ – радиус круга доверия для вероятности 95%;

Φ и Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса; dp, dm – полуоси овала; Φ_m – палеомагнитная широта.

Нижняя граница тремадока и верхнего кембрия на Сибирской платформе окончательно не установлена из-за недостаточного обоснования разрезов фауной и поэтому среди стратиграфов нет единого мнения о положении границы в разрезе. Таким образом, единственным репером для стратификации разрезов может служить магнитостратиграфический уровень смены продолжительного интервала обратной полярности на интервал прямой полярности. Этот уровень является рубежом в геомагнитной истории. Он прослеживается и в разрезах устькутской свиты нижнего ордовика юга Сибирской платформы. В данном конкретном случае, когда нет комплексного обоснования стратиграфического уровня, можно провести опосредованную синхронизацию разрезов нижнего ордовика, путем учета соотношения магнитостратиграфического уровня и биостратиграфической границы.

Средние направления компонент естественной остаточной намагниченности приведены в Табл. 1 в стратиграфической системе координат, так как кучность векторов в стратиграфической системе намного выше, чем в географической системе. Соответственно этому рассчитаны и положения палеомагнитных полюсов.

1. Галле И., Павлов В.Э. Магнитостратиграфия опорного разреза р.Куломбэ (Северо-запад Сибирской платформы). Физика Земли, 1998, с.60-69.
2. Kanygin A.V., Timokhin N.V., Sennikov N.V. et al. Ordovician Sequense of the Key Kulumbe section (Siberian platform). Field excursion guidebook. Novosibirsk: Academic Publishing Hous «Geo», 2006. –91p.
3. Gallet Y., Pavlov V. Magnetostratigraphy of the Moyero river section (north-western Siberia): constraints on geomagnetic reversal frequency during the early Palaeozoic. Geophys J. Int. (1996)125, 95-105.
4. Гуревич Е.Л. Палеомагнетизм ордовикских отложений в разрезе р. Мойеро /Палеомагнитные методы в стратиграфии, Л., Изд. ВНИГРИ, 1984. с. 35-40.
5. Дополнение к стратиграфическому кодексу России. СПб.:Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. с.29-43.
6. Родионов В.П., Гуревич Е.Л. Палеомагнитная корреляция отложений ордовика Иркутского амфитеатра: к построению магнитостратиграфической шкалы нижнего палеозоя Сибирской платформы //Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии/ под науч. ред. А.Н. Храмова – СПб.: ВНИГРИ, 2007. с. 55 – 64.

СРАВНЕНИЕ СВОЙСТВ ТЕРМОХИМИЧЕСКОЙ И ТЕРМООСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТЕЙ В ПРИМЕНЕНИИ К МЕТОДИКЕ ТЕЛЬЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЁННОСТИ

Р.В. Смирнова¹, В.П. Щербаков², Ю.К. Виноградов²

¹Физический ф-т СПбГУ, Санкт-Петербург;

²ГО «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок, Ярославская обл.

В последние годы обострилась дискуссия по вопросу о роли термохимической (*TCRM*) намагниченности в создании *NRM* и её возможной роли в формировании ошибки при определении палеонапряженности $H_{др}$. Так, в работе [1] высказано предположение, что во многих случаях в экспериментах по определению $H_{др}$ исследователи имеют дело не с *TRM*, а с *TCRM*. По определению, последняя образуется либо в результате химических реакций при вторичном прогреве породы до умеренных температур $T < T_C$, либо в процессе очень медленного остывания в земном поле, при условии, что новообразование или же трансформация магнитных минералов продолжается и ниже T_C . Как следствие, авторы ставят под сомнение многие данные по определению $H_{др}$, аргументируя это тем, что *TRM* и *TCRM* могут иметь одинаковую стабильность к терморазмагничиванию, то есть идентичные спектры блокирующих температур (T_b), а в этом случае их невозможно различить при выполнении экспериментов по методике Телье. Поскольку указанные намагниченности имеют разный механизм образования, то и величина приобретенной *NRM* может существенно различаться в зависимости от того, с какой из намагниченностей мы имеем дело, а это обстоятельство неминуемо приведёт к ошибке определения палеонапряженности $H_{др}$. Если принять эту точку зрения, то, прежде чем проводить определения палеонапряженности по методике Телье, необходимо представить доказательства того, что *NRM*, действительно, является *TRM*, а не *TCRM*.

С точки зрения теории, единственной разработанной моделью образования *TCRM* представляется схема, предложенная для объяснения природы кристаллизационной намагниченности (*CRM*), по которой остаточная намагниченность приобретается за счет роста размера зерен. В рамках этой модели было показано [2], что для невзаимодействующих ОД зерен справедливо отношение $CRM/TRM = H_k(T_b)/H_k(T_{CRM}) < 1$, где T_{CRM} – температура приобретения *CRM*, H_k – коэрцитивная сила зерна. Как видно из этой формулы, отношение CRM/TRM есть функция T_b и T_{CRM} , т.е. спектры их блокирующих температур отнюдь не идентичны – *CRM* является менее жесткой по отношению к терморазмагничиванию. Эксперименты по численному моделированию процесса приобретения *TRM* и *CRM* [3] подтвердили этот вывод, но вместе с тем показали, что в случае сильного магнитостатического взаимодействия, т.е. при высокой объемной концентрации ОД зерен, соотношение $CRM/TRM < 1$, справедливое для невзаимодействующих ОД зерен, меняется на обратное: $CRM/TRM > 1$. Для нас существенно, однако, что в любом случае

подобие спектров T_b отсутствует, то есть гипотеза [1] неверна для указанного механизма образования $TCRM$.

Вместе с тем, численное моделирование процесса образования $TCRM$ на фоне уже имеющейся TRM , предпринятое в работе [4] показало, что в некоторых случаях спектры T_b , сохраняется и после того как процесс завершился. Возможно, это обстоятельство связано с тем, что теоретически всегда остается возможность отождествления $TCRM$ и TRM при условии, что $TCRM$ возникает лишь в узком спектре T_b , поскольку трудно установить различие термической стабильности двух видов намагниченностей, когда T_b сосредоточены только на небольшом интервале температур.

Что же касается прямых экспериментов по исследованию спектров блокирующих температур, то, как отмечено в книге [5], результаты по изучению подобия TRM и CRM к действию переменного поля и/или температуры крайне противоречивы. В отношении же методики Телье, в литературе опубликована до сих пор лишь единственная работа [6], в которой проводились прямые эксперименты по методике Телье на образцах, содержащих ОД зерна магнетита, выпавшие из зерен лепидокрокита в результате его кристаллохимических превращений при повышенных температурах. Эти эксперименты показали полное отсутствие подобия диаграмм Арай-Нагата, полученных для TRM и CRM .

В данном исследовании доложены результаты экспериментов по созданию $TCRM$ на образцах базальтов Грузии мелового возраста. Как проиллюстрировано на **Рис. 1**, носителями естественной остаточной намагниченности (NRM) этих пород являются титаномagnetиты с точками Кюри (200-350)°С.

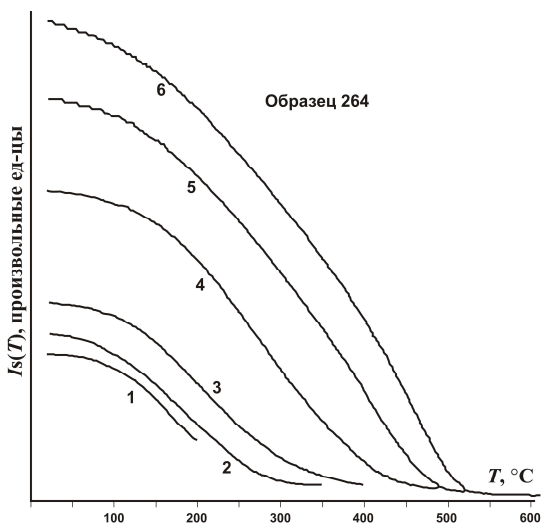


Рис. 1. Кривые зависимости спонтанной намагниченности $I_s(T)$, полученные последовательными нагревами до всё более высоких температур в сильном внешнем поле 0,45 Тл. Цифры на графиках указывают последовательность нагревов.

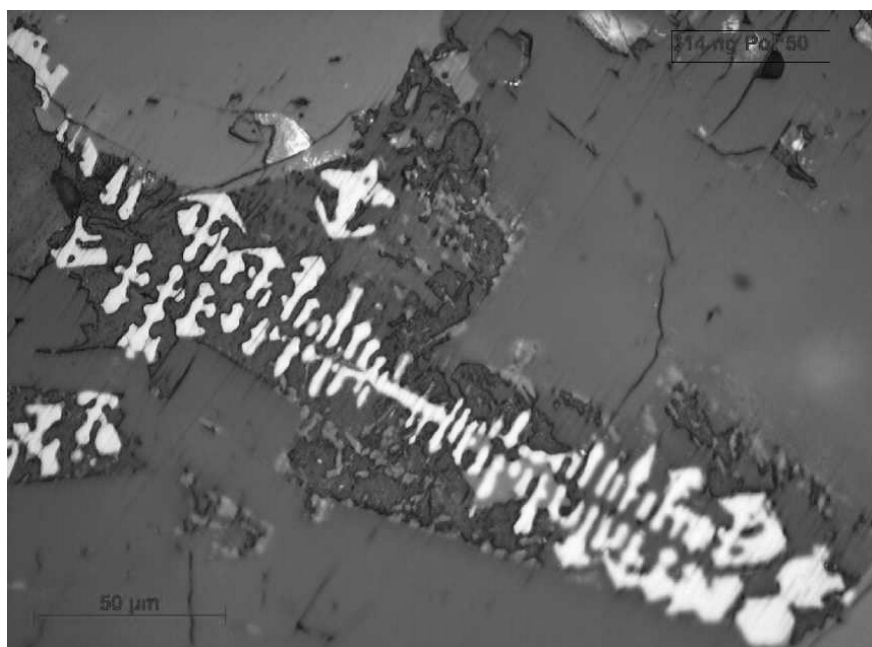


Рис. 2. Микрофотографии аншлифов (оптическая микроскопия), до и после высокотемпературной обработки.

Поскольку титаномagnetиты нестабильны в условиях избытка кислорода, то при последующих нагревах до 300°C и выше в породах развивается процесс однофазного окисления и/или распада, что и отражается на поведении кривых $J_S(T)$. При этом прослеживается рост J_S и T_C при каждом последующем прогреве до $T > 350^\circ\text{C}$. Судя по такому поведению $J_S(T)$, можно предполагать, что в исследованных образцах происходит распад первичного титаномagnetита на magnetит-ульвошпинель. Исследования образцов на оптическом микроскопе показали, что титаномagnetит в свежих образцах присутствует в виде скелетных образований (Рис. 2, слева), а после прогрева до 600°C скелетные формы исчезают (Рис. 2, справа).

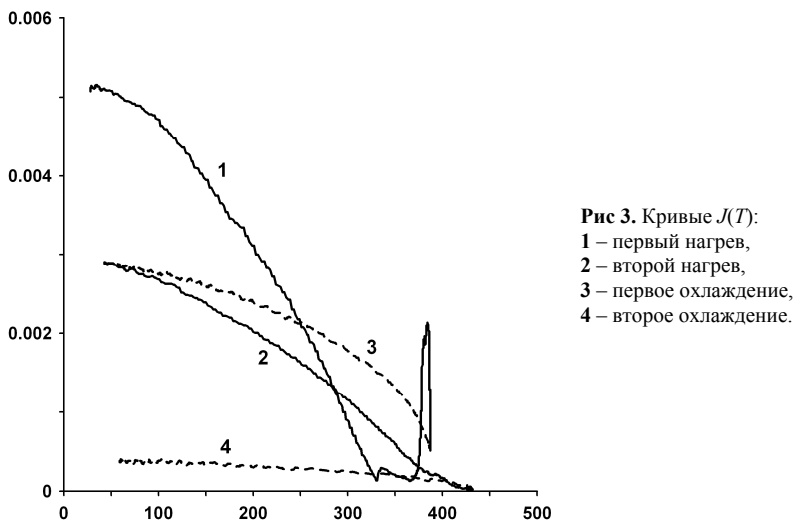


Рис 3. Кривые $J(T)$:
1 — первый нагрев,
2 — второй нагрев,
3 — первое охлаждение,
4 — второе охлаждение.

Эксперименты по созданию $TCRM$ проходили следующим образом. Образец терморазмагничивался в трёхкомпонентном магнитометре конструкции Виноградова Ю.К. при непрерывном мониторинге величины NRM (кривая 1 на Рис. 3). При достижении (300-350)°C первоначальная NRM разрушалась и включалось поле $H = 50$ или 100 мкТл; далее нагрев продолжался уже в присутствии поля до температур (350-450)°C, в зависимости от образца. Критерием прекращения нагрева был рост намагниченности, индуцированной полем H . В этом случае нагрев останавливался и образец выдерживался при достигнутой температуре T_1 в течении 30 мин. при продолжающемся мониторинге величины намагниченности J — кривая 1 выше 330°C. (В случае, если роста намагниченности не наблюдалось вообще, эксперимент признавался неудачным и прекращался.) После этого поле выключалось, соответственно, его намагниченность снижалась до значения, определяемого только вновь приобретенной остаточной намагниченностью $J_{\text{тс}}$ ($TCRM$). Далее образец охлаждался до комнатной температуры, и наблюдалось увеличение $J_{\text{тс}}$ за счёт

роста спонтанной намагниченности и приобретения $pTRM$ при уменьшении T (кривая 3). При повторном нагреве в отсутствие внешнего поля происходило полное разрушение $J_{тс}$ (кривая 2).

На полученной $TCRM$ были выполнены эксперименты Телье по обычной методике. Результат представлен на Рис. 4 в виде стандартной диаграммы Араи-Нагата, из которой видно, что прямолинейный участок присутствует только в низкотемпературной области до 400°C . Отметим, что намагниченность в этой области блокирующих температур отвечает, главным образом, $pTRM(380, 20)$, при охлаждении образца в поле создания $TCRM$, равному 50 мкТл. При этом попытка формального определения палеополя в этой области температур даёт $H_{др} = 148$ мкТл.

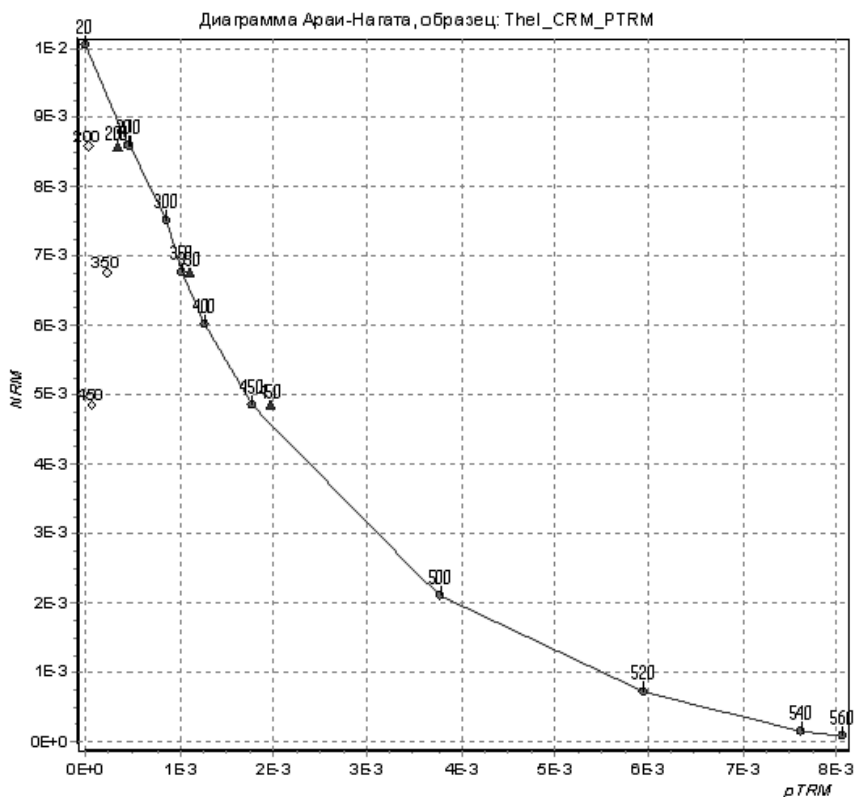


Рис. 4. Диаграмма Араи-Нагата для $TCRM$, полученной при 380°C .

Резюмируя, можно сказать, что на настоящее время свойства термохимической намагниченности недостаточно исследованы для уверенного её отличия от термоостаточной при выполнении методики Телье и сопутствующих детальных магнитоминералогических измерений. По крайней мере, в области

относительно низких температурных интервалов можно получить заведомо ошибочные определения палеонапряжённости, как это демонстрирует **Рис. 4.**

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00557а.

1. *Smirnov, A. V. and J. A. Tarduno.* Thermochemical remanent magnetization in Precambria rocks Are we sure the geomagnetic field was weak?, *J. Geophys. Res.*, 110, B06103, doi:10.1029/2004JB003445, 2005.
2. *Stacey, F.D. and Banerjee, S.K.* 1974. *The Physical Principles of Rock Magnetism.* Elsevier, Amsterdam, 195 pp.
3. *Shcherbakov, V.P., B.E. Lamash, and N.K. Sycheva.* Monte-Carlo modelling of TRM and CRM acquisition and comparison of thier properties in an ensemble of interacting SD grains, *Geoph. Res. Lett.*, vol.23, No20, pp.2827-2830, 1996.
4. *Fabian K.* Thermochemical remanence acquisition in single-domain particle ensembles: A case for possible overestimation of the geomagnetic paleointensity Volume 10, Number 6 Q06Z03, doi:10.1029/2009GC002420
5. *Dunlop, D. & O. Ozdemir.* *Rock magnetism. Fundamentals and frontiers,* Cambridge University Press, 573 pp., 1997.
6. *Gendler T.S., Shcherbakov V.P., Dekkers M.J., Gapeev A.K., Gribov S.K., McClelland E.* The lepidocrocite-maghemite-haematite reaction chain - I. Acquisition of chemical remanent magnetization by maghemite, its magnetic properties and thermal stability // *Geophys. J. Int.* 2005. 160. 815-832.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ЛЕССОВЫХ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗОВ КАРАСУ И ЧИРЧИК

А.Г. Стельмах (stelmakhag@rambler.ru)

*Геологический ф-т Национального университета Узбекистана имени Мирзо Улугбека,
Ташкент, Узбекистан*

Изучение голоценовых отложений имеет большое значение для определения современного состояния и будущих изменений окружающей природной среды. От детальности и точности геологических исследований голоцена зависит решение многих проблемных вопросов региональной геологии и стратиграфии, в том числе практических аспектов, которые касаются разведки и эксплуатации минеральных ресурсов и прогноза экзогенных процессов. Исследование континентальных голоценовых отложений Узбекистана до недавнего времени базировалось главным образом на геоморфологических данных. Однако для хронологии отложений голоцена необходимы также материалы исследований другими методами, в частности, палеомагнитные записи континентальных осадков, которые напрямую характеризуют состояние магнитного поля в момент образования осадка.

Приобретенная первичная намагниченность в осадочной породе обычно сохраняется на протяжении всей последующей геологической истории и, как правило, может быть обнаружена с помощью комплекса палеомагнитных методов исследований. Отметим, что при исследовании магнитного поля Земли обычно определяют три параметра: 1) склонение (D), или измеренный по компасу угол между магнитным севером и географическим (истинным) севером; 2) наклонение (J) - угол, который образует с горизонтальной плоскостью

свободно подвешенная магнитная стрелка и который может меняться от нуля на магнитном экваторе до 90° на магнитном полюсе; 3) интенсивность (F) или сила магнитного поля [1].

Измеряя при помощи точной аппаратуры магнитные характеристики пород, включающих ферромагнитные частицы, можно установить изменения направления и напряжённости магнитного поля Земли, магнитные наклонение и склонение, которые были свойственны исследуемому пункту в то или иное время. Новизна и значимость информации, получаемой из магнитных характеристик пород, позволили в настоящее время провести ряд палеомагнитных исследований лессовых пород голоцена [2, 3, 4].

Для изучения палеомагнитных данных разрезов голоценовых отложений был выбран Приташкентский район, находящийся в юго-западной части Чаткало-Кураминской структурно-формационной зоны Тяньшанской складчатой системы. Морфологически эта территория включает межгорные и предгорные равнины, состоящие из предгорных склонов, конусов выноса и горных долин рек Чирчик и Ангрен. Здесь голоценовые отложения, выделенные в сырдарьинский комплекс, отличаются площадной и вертикальной литологической изменчивостью. Разрезы голоценовых отложений наиболее высоких ступеней рельефа слагаются несортированными терригенными накоплениями морен, коллювия и делювия. Далее следуют разрезы, представленные отложениями конусов выноса селевых и постоянных потоков – грубообломочных, часто лессовидных по их периферии. По оси депрессий получают развитие разрезы долинного аллювия рек Чирчик и Ангрен.

Рассмотрим палеомагнетизм на примере разрезов Карасу и Чирчик, которые были изучены на основе комплексного анализа полевых и лабораторных исследований. Методика палеомагнитных исследований достаточно полно разработана и изложена во многих классических публикациях [1, 5]. При проведении полевых палеомагнитных исследований, производился отбор двух-трёх ориентированных образцов кубической формы с ребром 5 см со стенки выработки после зачистки обнажения разреза в глубь на 2 м. Отбор производился по возможности вплотную. Далее работы заключались в проведении специальных палеомагнитных лабораторных исследований, в процессе которых были определены значения составляющих естественной остаточной намагниченности (EON) и магнитная восприимчивость (MB), предварительно образцы пород голоцена подвергались магнитным чисткам: временной, температурной и переменным магнитным полем. Рассмотрим каждый разрез по отдельности.

Разрез Карасу расположен в среднем течении бассейна р. Чирчик, на левом берегу р. Карасу и характеризует строение второй террасы. Отметим, что отложения второй террасы на правобережной части бассейна р. Чирчик отмечаются в виде узких полос; наибольшее распространение эти отложения имеют на левобережной части среднего течения реки. Строение и генезис отложений разреза вниз по течению меняется и это связано с локальными тек-

тоническими движениями в рассматриваемом бассейне. На участке исследования разрез сложен пролювиальными отложениями с двумя погребёнными почвами и аллювиальными галечниками. Вниз по течению реки мощность лёссовых пород сокращается наполовину и в разрезе пролювиальные отложения перекрываются аллювиальными. В нижнем течении мощность лёссово-почвенных отложений увеличивается до 7–8 м и подстилается дресвой и песком. Изучена обнаженная часть разреза с общей мощностью 4,80 м. Основные слагающие породы (Рис. 1):

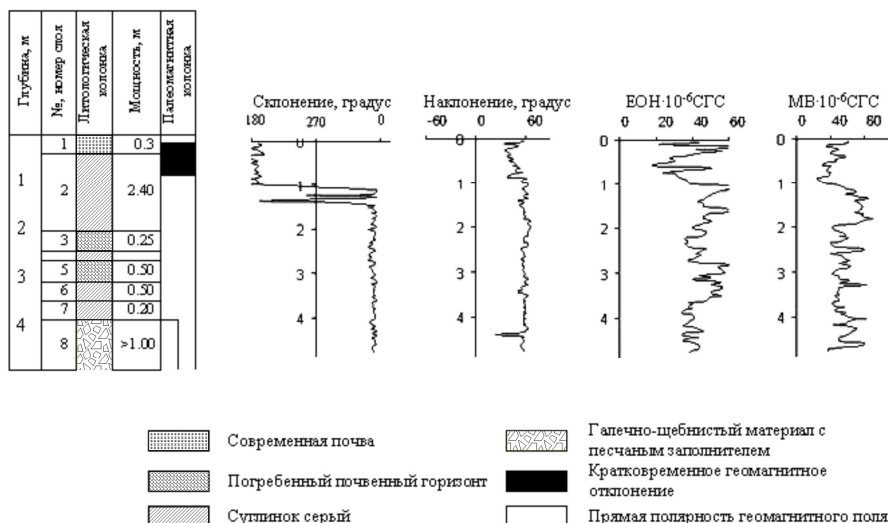


Рис. 1. Палеомагнитная характеристика голоценовых отложений разреза Карасу.

1. Современная почва, ПГ-1, суглинок серый, комковатый, переход в нижележащий слой неровный (0,3 м).
2. Суглинок серый или тёмно-серый, плотный, комковатый, переход в нижележащий слой неровный (2,40 м).
3. Погребённый почвенный горизонт, ПГ-2, суглинок серый или тёмно-серый, плотный, комковатый, переход в нижележащий слой неровный (0,25 м).
4. Суглинок серый, плотный, однородный, переход в нижележащий слой неровный (0,15 м).
5. Погребённый почвенный горизонт, ПГ-3, суглинок серый или тёмно-серый, плотный, комковатый, переход в нижележащий слой неровный (0,50 м).
6. Суглинок серый, плотный, однородный, встречаются пятна обызвествления, переход в нижележащий слой постепенный (0,50 м).
7. Суглинок серый и в пределах слоя встречаются прослои дресвы, переход в нижележащий слой неровный (0,20 м).

8. Галечно-щебнистый материал с песчаным заполнителем до 50% и более ($>1,00$ м).

Далее следуют пойменная и русловая фации аллювия.

Всего отобрано 246 ориентированных образцов.

Естественная остаточная намагниченность суглинков в слое 2 изменяется в пределах $(18,0-60,2) \times 10^{-6}$ СГС при среднем значении ЕОН равном $40,0 \times 10^{-6}$ СГС, а магнитная восприимчивость изменяется в пределах $(24,0-94,0) \times 10^{-6}$ СГС при среднем значении МВ равном $54,0 \times 10^{-6}$ СГС.

В слое 6 естественная остаточная намагниченность изменяется в пределах $(32,0-43,0) \times 10^{-6}$ СГС при среднем значении ЕОН равном $30,0 \times 10^{-6}$ СГС, а магнитная восприимчивость в пределах $(42,0-82,0) \times 10^{-6}$ СГС, при среднем значении МВ равном $44,0 \times 10^{-6}$ СГС.

Высокие значения ЕОН и МВ приходятся на слой 2 и сравнительно низкие на слой 6. Магнитные свойства слоев изменяются незначительно.

Естественная остаточная намагниченность почвы в слое 5 изменяется в пределах $(30,0-53,2) \times 10^{-6}$ СГС при среднем значении ЕОН равном $40,0 \times 10^{-6}$ СГС, а магнитная восприимчивость изменяется в пределах $(37,0-82,0) \times 10^{-6}$ СГС при среднем значении МВ равном $58,0 \times 10^{-6}$ СГС. Корреляция между ЕОН и МВ не отмечается.

Разрез Чирчик расположен в 2,5-3,0 км к востоку от п. Гульбахор на левом берегу р. Чирчик и характеризует строение отложений второй надпойменной террасы с общей мощностью 1,65 м. Отложения разреза представлены аллювиальными суглинками, супесями, песками и галечниками. В разрезе в сокращённом виде представлены оба цикла осадконакопления. Опробована вся лёссовая толща. Расположение пород сверху вниз (Рис. 2):

1. Современная почва, ПГ-1, суглинок серый, комковатый, переход в нижележащий слой неровный (0,05 м).

2. Песок желтовато-серый, переход в нижележащий слой постепенный (0,35 м).

3. Супесь серая, скрытослоистая, включает многочисленные пятна обызвествления, переход в нижележащий слой неровный (0,10 м).

4. Погребенный почвенный горизонт, ПГ-2, суглинок тёмно-серый, плотный, переход в нижележащий слой постепенный (0,30 м).

5. Суглинок серый или жёлтовато-серый, плотный, содержит многочисленные пятна обызвествления, в нижней части слоя встречаются кристаллы гипса и ржавые пятна, контакт с нижележащим слоем неровный (0,85 м).

6. Галечно-щебнистый материал с песчаным заполнителем до 50% и более ($>1,00$ м).

Далее следуют пойменная и русловая фации аллювия.

Всего отобрано 70 ориентированных образцов.

Естественная остаточная намагниченность суглинков изменяется в пределах $(20,0-54,0) \times 10^{-6}$ СГС при среднем значении ЕОН равном $18,0 \times 10^{-6}$ СГС, а

магнитная восприимчивость изменяется в интервале $(12,0-90,0) \times 10^{-6}$ СГС при среднем значении МВ равно $28,0 \times 10^{-6}$ СГС.

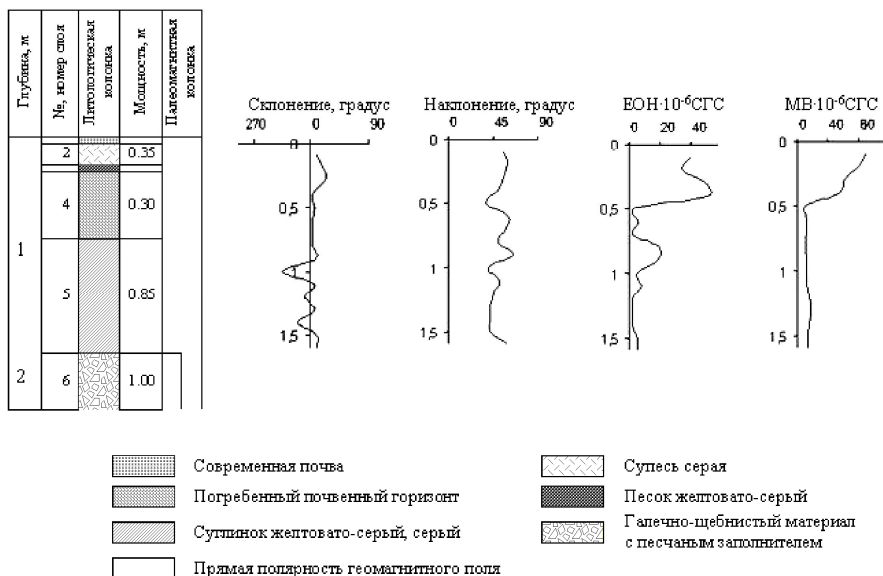


Рис. 2. Палеомагнитная характеристика голоценовых отложений разреза Чирчик.

Сравнительно высокие значения ЕОН и МВ приходятся на супеси, в почвенном горизонте магнитные свойства повышаются незначительно.

Величина ЕОН суглинков в целом по разрезу сильно занижена. Повышенные значения ЕОН в разрезе приходятся на почву и суглинки. В целом магнитные характеристики пород очень низкие.

Изучение магнитных свойств голоценовых отложений разрезов Карасу и Чирчик показало, что отложения второй надпойменной террасы в бассейне р. Чирчик намагничены по направлению современного магнитного поля Земли ($D_{cp} = 35^\circ$, $J_{cp} = 58^\circ$), и в верхней части разреза Карасу установлен кратковременный полярный экскурс $D_{max} = 178^\circ$, $J_{max} = 38^\circ$.

1. Храмов А.Н. и др. Палеомагнитология. – Л., Недра, 1982 г.
2. Стельмах А.Г. Отображение тонкой структуры геомагнитного поля в континентальных голоценовых отложениях Узбекистана // Вестник НУУз, №1. – Ташкент: Университет, 2007 г.
3. Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г. Исследование тонкой структуры геомагнитного поля голоцена (на примере опорных разрезов бассейна р. Чирчик) // В сб. Международной конференции «Условия формирования, закономерности размещения и прогнозирование месторождений полезных ископаемых». – Ташкент, 2006 г.
4. Stelmakh A.G., Toychiev H.A. Geomagnetic field in Holocene time on example of the sections in the Chirchik river basin of Uzbekistan // The 33rd Geological Congress, Oslo 2008 y.
5. Шолло Л.Е., Яновский Б.М. Исследование остаточной намагниченности горных пород. – Л., ЛГУ, 1968 г.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ПОРОД КИСЕЛЕВСКОГО БЛОКА КИСЕЛЕВСКО-МАНОМИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА

*А.И. Ступина (StupinaAnna@bk.ru), А.В. Косынкин,
А.Ю. Песков, А.Н. Диденко*

ИГиГ ДВО РАН, Хабаровск

В настоящее время не осталось сомнений в том, что земная кора и вся литосфера были постоянно разделены на крупные и более мелкие плиты, которые испытали значительные горизонтальные перемещения относительно друг друга. Обилие реконструкций континентальной литосферы, часто значительно различающихся, свидетельствует о необходимости привлечения к анализу, не только геологических, но и дополнительных данных, с помощью которых можно более определенно судить о положении, в частности – широтном, включаемых в построение объектов. Поэтому восстановление, в основном по палеомагнитным данным, бывшего положения континентальных блоков и конфигураций разделявших их океанов составляет главную задачу тектонической науки.

Обширные пространства, заключенные между Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Китайской платформами, впервые были выделены М.В. Муратовым [10] в качестве Урало-Монгольского складчатого пояса, его называют и Урало-Охотским [14]. Пояс представляет собой один из наиболее сложных на Земле структурных ансамблей; на огромном пространстве собраны фрагменты докембрийских континентальных блоков, пластины палеозойской и мезозойской океанической коры, разновозрастные островные вулканические дуги, новообразованные складчатые системы и континентальные массы с их активными и пассивными окраинами.

Из работ, заложивших основу современного понимания эволюции пояса, в первую очередь надо упомянуть работы Л.П. Зоненшайна с соавторами [4], А.А. Моссаковского с соавторами [9], А. Шенгера с соавторами [20], А.Н. Диденко с соавторами [2], В.Е. Хаина [15], Н.Л. Добрецова с соавторами [18], М.И. Кузьмина с соавторами [7], Л.М. Парфенова с соавторами [12], А.И. Ханчука с соавторами [16] и др.

Несмотря на значительный прогресс в изучении восточной части Урало-Охотского пояса, остается ряд вопросов, особенно по структуре и эволюции Монголо-Охотской структуры, где проявлены комплексы одноименного палеозойско-мезозойского океанического бассейна. Наиболее важные из них следующие: 1) структура Монголо-Охотской зоны на океанической стадии – размеры и форма бассейна, его южное континентальное ограничение; 2) механизм закрытия палеобассейна; 3) время закрытия палеоокеана. Согласно геологическим данным бассейн закрылся в средней юре [например, 12], тогда как по имеющимся палеомагнитным данным [19] это могло произойти в поздней юре-раннем мелу и ширина палеобассейна в средней-поздней юре

могла составлять более 3000 км – палеошироты северной и южной окраин Монголо-Охотского бассейна в средней-поздней юре составляли 62-65° и 22-33°, соответственно.

Предлагаемый проект, направлен на решение этой проблемы, которая включает в себя: а) получение надежных палеомагнитных данных; б) установку широтного положения и ориентировку основных структур Киселевского блока Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса в юрско-меловое время; в) построение на основе выше указанных данных магнито-тектонической реконструкции Сихотэ-Алинского орогена и палинспастической модели Урало-Охотского складчатого пояса, адекватно отражающую особенности геологического строения региона.

Район исследования Киселевско-Маноминский или Нижнеамурский террейн – аккреционный комплекс, сложенный юрскими и нижнемеловыми кремнями и базальтами. Террейн располагается на лево- и правобережье нижнего течения р. Амур и протягивается на сотни километров узкой полосой 5-20 км северо-восточного простирания от приустьевой части р. Уссури до побережья Сахалинского залива (Рис. 1). Известны два его сегмента – Киселевский на Нижнем Амуре и Маноминский в Центральном Сихотэ-Алине, смещенные Центрально-Сихотэ-Алинским левосторонним сдвигом [1, 5, 6, 8, 13, 16]. На северо-западе Киселевско-Маноминский террейн граничит с Амурским террейном – раннемеловым аккреционным комплексом, сложенным преимущественно турбидитами глубоководного желоба [11]. С юго-востока он ограничен дислоцированным Журавлевским террейном, сложенным раннемеловым турбидитовым материалом, заложившимся на океаническом основании [3].

На сегодняшний день нет единого представления об истории развития террейна. Б.А. Натальин [11] структурно сопоставляет Киселевско-Маноминский блок с амурским комплексом, считая их некогда единым целым. По мнению А.И. Ханчука [17] и И.П. Войновой с соавторами [1], породы Киселевско-Маноминского террейна формировались во внутреплитных океанических условиях, образование происходило в океанической коре (СОХ или горячая точка).

Цель наших исследований заключалась в получении надежных палеомагнитных данных для юрско-меловых пород Киселевско-Маноминского террейна, с помощью которых можно было бы подтвердить одну из этих гипотез.

Для палеомагнитного изучения нами отобраны породы из обнажения Киселевского блока, находящиеся на левобережье р. Амур юго-западнее с. Киселевка (51,40° с.ш.; 138,95° в.д.). В 2009 г. отобрана коллекция ориентированных образцов из 11 обнажений (136 обр.), а в 2010 г. – из 5 обнажений (42 обр.).

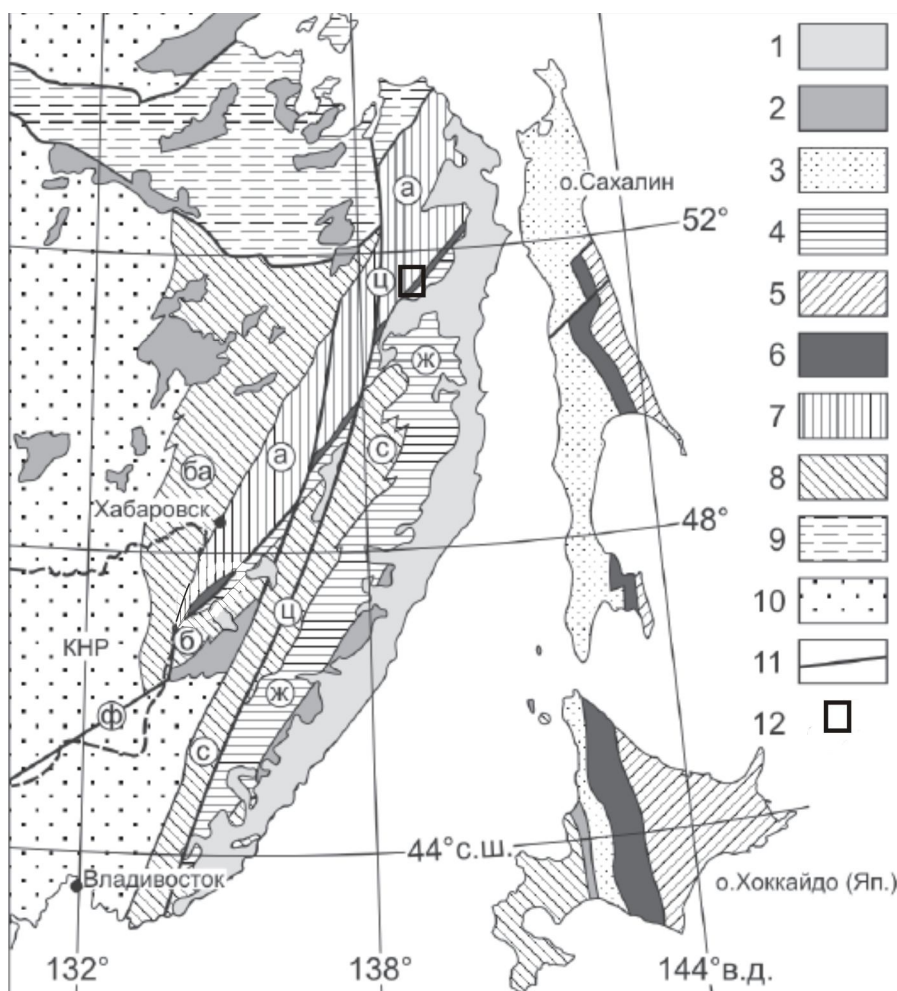


Рис. 1. Тектоническая схема Дальнего Востока России и смежных областей, по [5,11] с изменениями и положением района исследования. 1-2 – субдукционные вулканы: 1 – сенон-палеоценовые, 2 – досенонские; 3 – преддуговой прогиб 3. Сахалина (апт-кайнозой); 4 – Журавельский террейн, раннемеловой турбидитовый прогиб (ж), 5-8 – аккреционные комплексы: 5 – позднемеловые В. Сахалин и Хоккайдо, 6 – аптско-альбский Киселевско-Маноминский и его аналоги на В. Сахалине и Хоккайдо, 7 – раннемеловой Амурский (а), 8 – юрско-раннемеловые Баджальский (ба), Бикинский (б) и Самарский (с); 9 – Монголо-Охотская сутурная зона; 10 – кратонные области; 11 – крупные разломы, в том числе Центрально-сихотэ-алинский (ц) и Фушунь-Мишань (ф); 12 – район исследования.

Все образцы палеомагнитных коллекций были подвергнуты ступенчатой температурной чистке от 100 до 620°C в немагнитной электропечи с четырьмя пермаллоевыми экранами. Частота ступенчатой чистки увеличивалась с

температурой: в интервале до 400°C шаг составлял 50÷100°C, выше 400°C - 20÷30°C. Всего на интервал от комнатной температуры до 590°C приходилось не менее тринадцати шагов ступенчатой чистки. Измерения остаточной намагниченности проводились на спин-магнитометре JR-6A, помещенном в кольца Гельмгольца. При переносе образцов от печи к измерительному прибору они помещались в контейнер из пермаллового металла. Перед температурной чисткой у всех образцов была измерена начальная магнитная восприимчивость на каппамоете MFK1-FA и рассчитаны направления главных осей эллипсоида анизотропии начальной магнитной восприимчивости.

Выделение компонент естественной остаточной намагниченности производилось при анализе данных температурного размагничивания путем использования программ, любезно предоставленных нам Р. Энкиным [Enkin, 1994] с иллюстрацией результатов на диаграммах Зийдervельда [Zijderveld, 1967] и стереограммах.

В результате исследований у некоторых образцов коллекции было выявлено нестабильное поведение NRM, выражавшееся необъяснимыми выбросами направлений NRM образцов в ходе температурной магнитной чистки (Рис. 2). По этой причине были отбракованы 34 образца. Образцы остальной части коллекции показали удовлетворительную палеомагнитную стабильность (Рис. 3).

При компонентном анализе NRM образцов выделяются две компоненты. Первая, разрушается при температурах чистки 300÷350°C, ее среднее направление в современной системе координат Dec = 351,7; Inc = 58,5. Вторая компонента NRM выделяется при температуре 590÷620°C. Направление высокотемпературной компоненты NRM большинства образцов располагается на стереограмме в 4 квадранте (древние координаты), и только направление высокотемпературной компоненты образцов точки D10/4 – в первом. Среднее направление данных 11 точек отбора в современной системе координат Dec = 286,4°; Inc = -2,1°; k = 6,3. При переводе в древнюю систему координат это направление составляет Dec = 275,8°; Inc = -33,8°; k = 33,0. Как мы видим, увеличение кучности составляет более 5 раз (Табл. 1, Рис. 4).

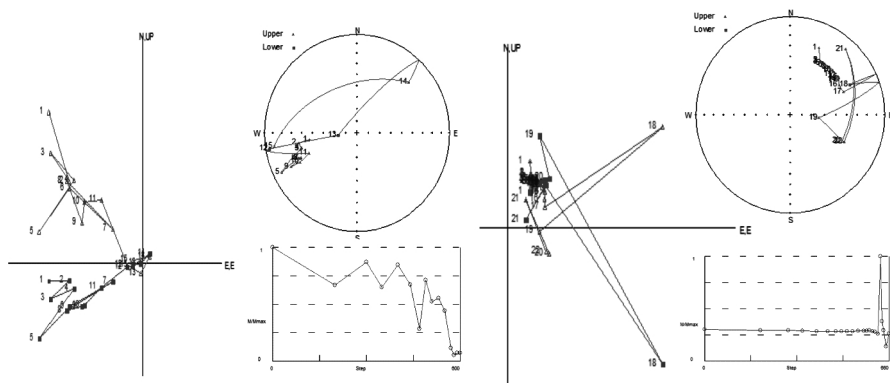


Рис. 2. Примеры нестабильного поведения NRM.

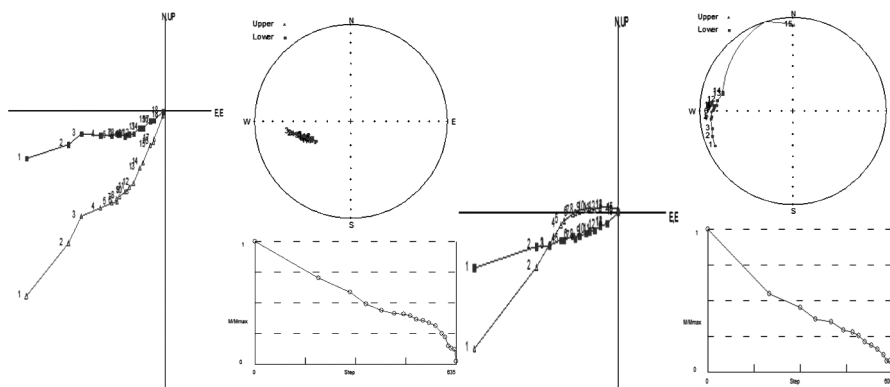


Рис. 3. Примеры стабильного терморазмагничивания.

Таблица 1. Средние направления характеристической остаточной намагниченности пород Киселевско-Маноминского террейна.

Система координат	n	Dec, °	Inc, °	k	α_{95} , °
географическая	11	286.4	-2.1	6.3	19.8
стратиграфическая	11	275.8	-33.8	33.0	8.0

Примечание: n – количество точек (сайтов); Dec – палеомагнитное склонение; Inc – палеомагнитное наклонение; k – безразмерная величина кучности (сходимости) вокруг среднего направления; α_{95} – угол овала доверия вокруг среднего направления для 95% вероятности.

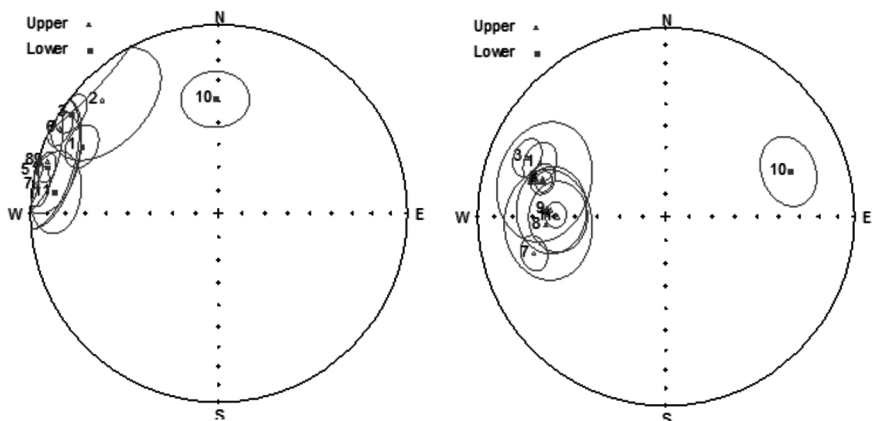


Рис. 4. Распределение высокотемпературной компоненты NRM 11 точек отбора на стереограмме.

Координаты полюса составляют: $Plat = 18,6^\circ$; $Plong = 222,4^\circ$; $dp = 5,2$; $dm = 9,1^\circ$; $B95 = 6,9^\circ$; $Paleolatitude = 18,5^\circ$ ($13-24^\circ$).

Из полученных нами палеомагнитных данных видно, что сходимость единичных векторов выявленной высокотемпературной компоненты существенно выше в стратиграфической системе координат. Это позволяет нам предполагать, что выделенное направление близко первичному палеомагнитному направлению для изученных пород. На основании этого можно заключить, что породы террейна могли формироваться в полосе от 13 до 24 градусов северной широты. Полученная оценка палеошироты формирования породы Киселевско-Маноминского террейна, согласуется с палеотектонической реконструкцией А.И. Ханчука [17], выполненной на основании геологоструктурных и биогеографических данных, согласно которой породы террейна формировались во внутриокеанической области.

Исследования проведены в рамках интеграционной программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект ДВО РАН 09-1-ОНЗ-10) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00223а).

1. Войнова И. П., Зябрев С. В., Приходько В. С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, №6. С. 83-96.
2. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. - 1994. - Т. 35 №7-8. С. 56-78.
3. Голозубов В. В., Ханчук А. И. Таухинский и Журавельский террейны (южный Сихотэ-Алинь). Фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, №2. С. 13-25.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР, М., книга 1 – 326 с.; книга 2 – 334 с., 1990
5. Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постаккреционные смещения.
6. Кириллова Г.Л., Сакаи Т, Исидо К., Козаи Т., Ота Т., Исидо Н. Строение и природа позднереоркраннемеловых комплексов Приамурья // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы совещ. М., 2003. Т. 1. С. 253-255.

7. Кузьмин М. И., Гордиенко И. В., Альмухамедов А. И. История развития Палеоазиатского океана, Геология и Геофизика, 36, (1), 3-18, 1995.
8. Кузьмин С.П., Швецев Е.К. Новые данные о структуре и возрасте киселевской свиты (Нижний Амур) // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневост. регион. межвед. стра-тигр. совеща.. Хабаровск, 1990, С. 173-175.
9. Моссаковский А. А., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. и др.. Центрально-Азиатский пояс: геодинамическая эволюция и история формирования, Геотектоника, (6), 3-32, 1993
10. Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса Евразии, Геотектоника, (6), 4-19, 1965
11. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизонная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3-23.
12. Парфенов Л. М., Берзин Н. А., Ханчук А. И., Бадарч Г., Беличенко В. Г., Булгаков А. Н., Дриль С. И., Кириллова Г. Л., Кузьмин М. И., Ноклеберг У., Прокопьев А. В., Тимофеев В. Ф., Томуртогов О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. Геология. 2003. Т. 22, №6. С. 7-41
13. Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отложений западного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 144.
14. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научным мир, 2001. – 606 с.
15. Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геодинамика с основами геодинамики, 480 с., Изд-во МГУ, Москва, 1995
16. Ханчук А.И., Огнянов Н.В., Попова И.М., Филиппов А.Н. Новые данные о раннемеловых отложениях Нижнего Приамурья // Докл. АН. 1994. Т. 338, № 5. С. 667-671.
17. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001.
18. Dobretsov, N. L., N. A. Berzin, and M. M. Buslov Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean, Inter. Geol. Rev., 37, 335-360, 1995
19. Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V. et al. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophys. J. Int. 2002. № 148. P. 1-33
20. Sengör, A. M. C., B. A. Natal'in, and V. S. Burtman, Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growths in Eurasia, Nature, 34, (6435), 299-307, 1993.

ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ ДЕВОНА И КАРБОНА В РАЗРЕЗЕ МЫС КОСТЯНОЙ, О. ВАЙГАЧ

В.А. Томша (vtomsha@mail.ru), А.Г. Иосифиди, А.В. Журавлев, Я.А. Вевель

ВНИГРИ, Санкт-Петербург (ins@vniagri.ru)

Один из наиболее представительных разрезов среднего палеозоя на острове Вайгач расположен в районе мыса Костяного. Разрез верхнего девона - нижнего карбона на мысе Костянном был изучен комплексом методов, в который входили седиментологическое изучение, биостратиграфический анализ по фораминиферам и конодонтам, и впервые проведены палеомагнитные исследования (50 стратиграфических уровней). Породы представлены известняками и доломитами. Лабораторные исследования и обработка полученных результатов проводились по общепринятой методике [1]. Выделение компонент естественной остаточной намагниченности (J_n) велось методом ступенчатого терморазмагничивания; применялась установка TD48(США). Измерения J_n велись на рок-генераторах JR-4 и JR-5 (Чехия). При анализе полученных данных, компоненты J_n устанавливались с помощью ортогональных проекций [2], а при вычислении направлений этих компонент использовался метод наименьших квадратов [3]. Все эти операции и представление их результатов в графической форме велось с использованием составленных ранее программ [4, 5]. Проведенные лабораторные исследования показали, что J_n

имеет двухкомпонентный состав. Выделены три компоненты J_n . Компонента А прямой полярности (выделяется в диапазоне 100-250°C, 325°C), послескладчатая и имеет среднее направление, близкое к современному направлению геомагнитного поля ($D_c=26^\circ$, $I_c=81^\circ$), что отражает процесс магнитовязкого перемагничивания пород. Вторая, биполярная, компонента Б выделяется в интервале температур 250-400°C и 250-510°C. Распределение этой биполярной компоненты показано на **Рис. 1Б** (б, г), а её направление в таблице (строки 5 и 8).

Выделение характерной высокотемпературной компоненты J_n в остальных случаях осложняется химическими изменениями в ходе нагрева и наличием вторичной позднепалеозойской компоненты (**Рис. 1**, образец 745). Выделение компоненты Б по части коллекции проводилось методом кругов размагничивания. Распределение нормалей к кругам размагничивания и полученное направление представлены на **Рис. 1Б** (в, г) и в **Табл. 1** (строки 3 и 6). Средний палеомагнитный полюс по компоненте Б – $\Phi = 21^\circ N$, $\Lambda = 166^\circ E$, $dp = 4^\circ$, $dm = 8^\circ$. Компонента Б имеет положительные тесты складки [6] и обращения [7]. Таким образом, есть основания полагать, что выделенная характерная компонента естественной остаточной намагниченности отражает поведение геомагнитного поля во время образования пород.

Средний палеомагнитный полюс по вторичной компоненте В ($\Phi = 47^\circ N$, $\Lambda = 177^\circ E$, $dp = 7^\circ$, $dm = 10^\circ$) расположен вблизи позднекаменноугольного участка траектории миграции палеомагнитного полюса (APWP) для Восточно-Европейской платформы [8]. Имеющиеся отклонения координат полюсов для компонент Б и В связаны с поворотом изученных структур против часовой стрелки при складчато-надвиговых деформациях в триасовое и юрское время.

Положение выделенных по биполярной компоненте магнитных зон показано на **Рис. 2**. Наиболее значимы выделенные зоны прямой и обратной полярности в верхнем девоне и нижнем карбоне. Несмотря на фрагментарность выделенных магнитозон сравнение полученных результатов с общей магнитостратиграфической шкалой [9] и GTS 2004 [10] показывают удовлетворительную сходимость полученных результатов для интервала поздний девон – ранний карбон. Как видно из **Рис. 2** зоны магнитной полярности в нижней части изученного разреза (слои 18–79) укладываются во временной интервал 361–350 млн. лет.

Эту оценку можно подтвердить, сравнивая положение палеомагнитного полюса компоненты Б с раннекарбовым-позднедевонским участком траектории миграции полюса для Восточно-Европейской платформы. Учитывая поворот против часовой стрелки на 7° , оцененный по отклонению полюса вторичной компоненты В, палеомагнитный полюс для компоненты Б получит координаты $19^\circ N$, $\Lambda = 158^\circ E$, отвечающие, в пределах погрешности определений, возрасту 350 млн. лет (среднее для нижней части разреза).

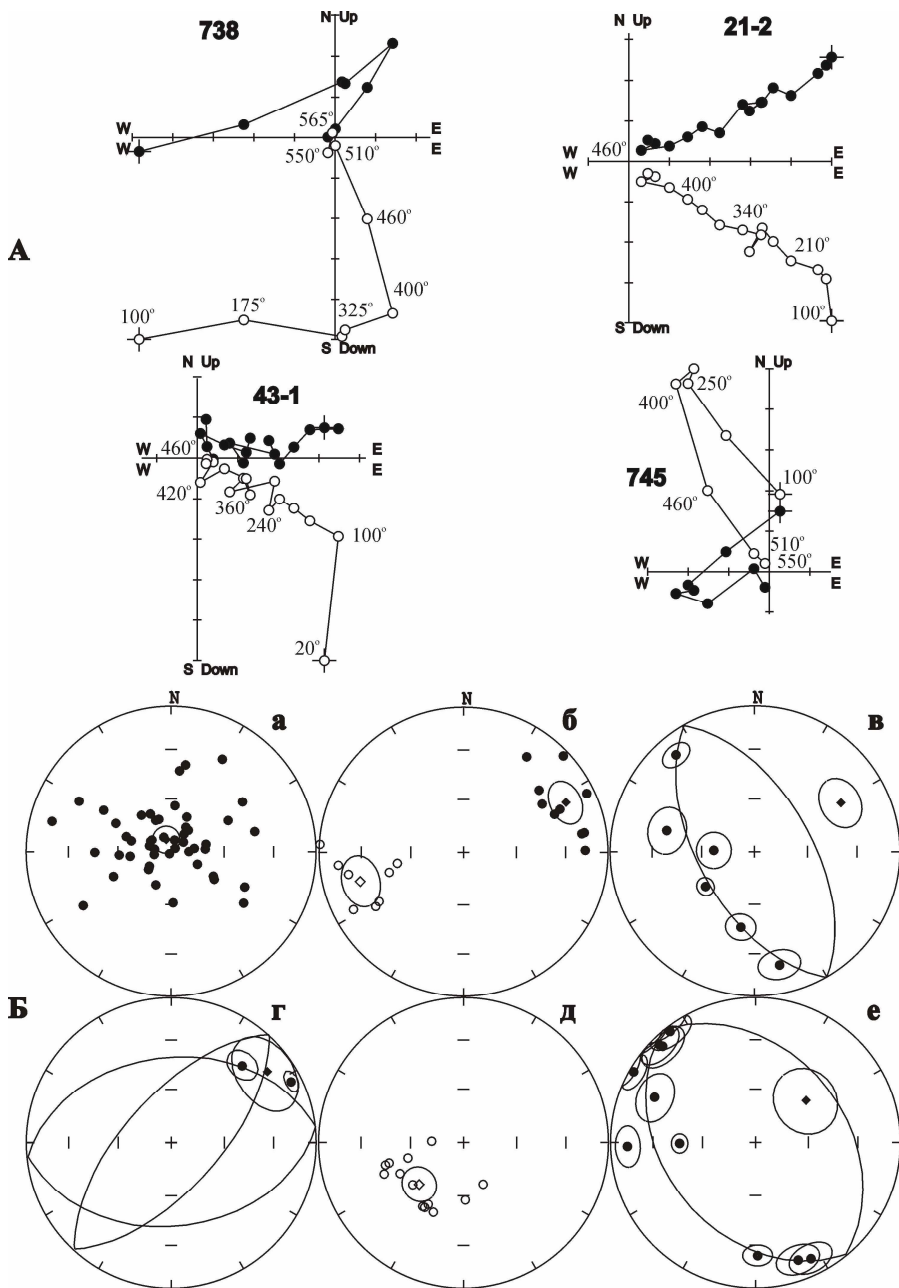


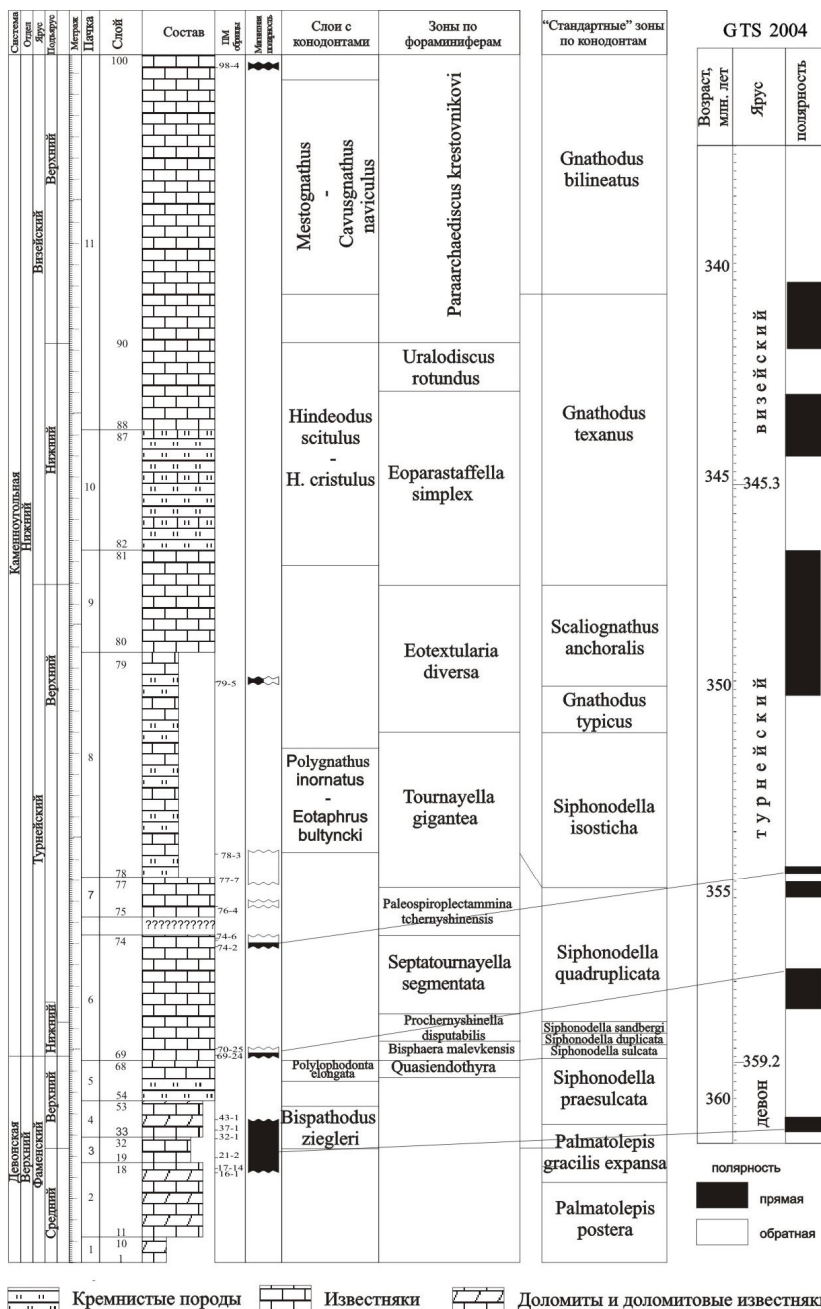
Рис. 1. А – примеры размагничивания девонских (образцы 21-2, 43-1) и каменноугольных (образцы 745, 738) образцов нагревами (пустые кружки – проекция вектора в вертикальной меридиональной плоскости, залитые кружки – проекция вектора в горизонтальной плоскости;

стратиграфическая система координат; остальные пояснения в тексте). **Б** – распределение направлений характерных компонент J_n после проведения чисток: а – компонента А; б – компонента Б; в, г – распределение нормалей к кругам размагничивания и нахождение направления компоненты Б (в – обратная полярность, г – прямая полярность); д – компонента В; е – распределение нормалей к кругам размагничивания и нахождение направления компоненты В. Стереопроекции распределения компоненты А приведены в географической, для остальных компонент в стратиграфической системе координат; пустые (залитые) кружки – проекции векторов на верхнюю (нижнюю) полушару.

Таблица 1. Палеомагнитные направления и полюсы для позднедевонских и раннекаменноугольных отложений, о. Вайгач (70,4°N; 58,8°E).

№	Возраст пород	Компоненты. J_n (интервалы выделения, °C)	с.к.	N/n	D°	I°	K	α_{95}°	тест
1	D ₃ f-C ₁ t-v	A(100-250,325°C)	г с	49/49	338 31	83 44	7 6	8 9	F-; 0,1±0.8
2	D ₃ f-C ₁ t	B+ (250-460 °C)	г с	10/15	83 64	54 22	11 17	15 12	F+; 0,9±0.7
3*		B (250-400°C)	г с	6/6	87 60	71 32	$\sigma = 19$ $\sigma = 13$		
4		B- (250-400°C)	г с	8/8	287 254	-48 -27	17 16	14 14	F~
5**	D ₃ f-C ₁ t	B (2+3+4)	г с	24/29	94 67	55 26	13 19	8 7	R+, $\gamma=10$, $\gamma_{cr}=15$
6**	C ₁ v	B(250-460 °C)	г с	4/4	71 54	62 20	28 34	20 19	F~
7	D ₃ f-C ₁ t-v	B(250-510°C)	г с	13/13	343 227	-79 -55	10 16	14 11	F+; 1,1±0,7
8*	D ₃ f-C ₁ t-v	B(250-420°C)	г с	10/10	131 51	83 53	$\sigma = 25$ $\sigma = 18$		
9**	D ₃ f-C ₁ t-v	B(8+9)	г с	23/23	341 228	-80 -55	12 20	9 7	

Примечания: **N** – число штудов; **n** – число образцов; **с.к.** – система координат (г – географическая, с – стратиграфическая); D°, I° – склонение и наклонение средних направлений компонент; K – кучность векторов; α_{95}° – радиус круга доверия при 95% вероятности для среднего направления; Ф°, Л° – широта и долгота палеомагнитного полюса; df°, dm° – полуоси овала доверия; ϕ_m° – палеомагнитная широта; * – направление получено методом кругов перемангничивания; σ – стандартное угловое отклонение от большого круга; ** – среднее направление получено по методу McFadden, McElhinny; F+(-, ~) тест складки положительна (отрицателен, неопределен) по Энкину [6]; R – тест обращения полярности + (-) положителен (отрицателен) по [7]; статистика на уровне штудов (для компоненты А на уровне образцов).



Более детальные оценки возраста, основанные на привязке полученного магнитостратиграфического разреза к GTS2004 (например, слой 74 – 355 млн. лет, слой 69–357 млн. лет), ввиду фрагментарности материала, могут иметь лишь иллюстративный характер.

1. Палеомагнитология//Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др., Л.: Недра, 1982, 312 с.
2. Zijdeveld J.D.A. Demagnetization of rocks analysis of results. In: Methods in Palaeomagnetism, Ed. Collinson D.W., Amsterdam, Elsevier, 1967.
3. 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.
4. Попов В. В. , 2007, 2008 //http://paleomag.ifz.ru/soft.html
5. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of palaeomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geol. Survey Canada. Sidney. 1994. 16 p.
6. Enkin R.J. The direction - correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies /Earth Planet. Sci. Lett., 212 (2003)151-166
7. McFadden P. L., McElhinny M. W., Classification of reversal test in palaeomagnetism. /Geophys. J. Int., 103, 1990. 725-729
8. Smethurst M.A., Khramov A.N., Pisarevsky S.A.. Palaeomagnetism 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.
9. Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. Отв. ред. А. И. Жамойда, СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.
10. A Geologic Time Scale 2004/ Edited by F. M. Gradstein, J. G. Ogg, and A. G. Smith. Cambridge University Press. 589 c./www. cambridge.org/ 9780521781428.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГЕОМАГНИТНОЙ ПОЛЯРНОСТИ В ТЕЧЕНИЕ МИОЦЕНА: ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РАЗРЕЗАМ НА ТАМАНСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

*В.А. Томиша¹ (vtomsha@mail.ru), А.Н. Храмов¹, А.Г. Иосифиди¹, В.В. Попов¹,
С.Г. Langereis², Ю. Васильев², W. Krijgsman²*

¹*ВНИГРИ, Санкт-Петербург (ins@vniagri.ru);*

²*Paleomagnetic Laboratory Fort Hoofddijk, Department of Earth Sciences,
Utrecht University, Утрехт, Нидерланды*

Исследование неогенового периода истории (24-0 млн. лет назад) бассейна «Паратетис» (огромной водной массы, простирающейся от центральной Европы до Средней Азии) имеет большое значение для подробных реконструкций окружающей среды и развития климата Евразии. Однако, временная шкала для бассейна Паратетис очень сомнительна и существуют спорные возрасты для многих событий и геологических границ, хотя уже построены астрономически калиброванные временные шкалы полярности, как для восточных, так и для западных частей этого бассейна. Что касается Восточного Паратетиса, то магнитостратиграфические исследования были начаты здесь уже в середине 20-ого столетия, когда были построены зоны геомагнитной полярности для разрезов Западной Туркмении и Азербайджана. Позже подобные исследования были проведены на стратотипических разрезах облас-

тей, расположенных в районе Тамани-Керчи [1, 2]. Несмотря на магнитостратиграфические, палеонтологические данные и данные об изотопном возрасте, есть, по крайней мере, два представления о корреляции Восточных и Западных стратиграфических подразделений Паратетиса, так же как и об их положении в астрономически калиброванной шкале геомагнитной полярности (APTS). Споры на эту тему существуют и в настоящее время, поэтому была необходимость в проведении новых, комплексных исследований классических разрезов Восточного Паратетиса.

В ходе полевых работ, проведенных в 2005 и 2006 годах с участием коллег из ВНИГРИ (А.Г. Иосифиди, В.В. Попов), ВСЕГЕИ (Е.Л. Грундан), Утрехтского (Кор Лангерис, Мауд Мейерс, Юлиана Василев) и Бухарестского (Мариус Стойка) университетов, были составлены два сводных разреза на Таманском полуострове – мыс Железный Рог и мыс Панагия. Нами уже были представлены некоторые новые магнитостратиграфические результаты для Восточного Паратетиса в интервале от ~10 до 4 млн. лет геологической истории [3, 4]. Изучался детально отобранный стратотипический разрез мыс Железный Рог (475 м) на Таманском полуострове (от верхнего сармата до нижнего киммерия), в котором было выделено 8 зон геомагнитной полярности.

Следующим этапом работ являлось изучение второго стратотипического разреза – мыс Панагия, где образцы были детально отобраны из всего сарматского регионаруса (600 м) – на 346 стратиграфических уровнях.

Коллекции палеомагнитных образцов изучались в лаборатории палеомагнитных методов в университете г. Утрехт (Нидерланды), где измерения J_n проводились на криомагнитометрах 2G Enterprises DC-SQUID, и палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ, где магнитная чистка велась на установке для ступенчатого терморазмагничивания – TD48 (США) и на установке для ступенчатого размагничивания переменным магнитным полем LDA-3A (Чехия), а измерения J_n проводились на спинмагнитометре JR-4 (Agico, Чехия). Лабораторные палеомагнитные исследования и обработка полученных результатов проводились по общепринятой методике [5].

Магнитные свойства изученных горных пород – J_n и K – незначительно меняются по разрезу. Значения J_n варьируют в пределах 0,2-27,9 мА/м, а K в средней части разреза имеет более высокие значения ($0,9-4,0 \times 10^{-4}$ СИ), чем в верхней части ($0,3-2,4 \times 10^{-4}$ СИ). Это может говорить о том, что в средней части разреза представлены породы с большим содержанием ферромагнитной фракции.

Для выбора режима чистки и для определения типов магнитных минералов, являющихся основными носителями J_n , перед проведением терморазмагничивания образцов, были изучены зависимости изменения магнитной восприимчивости от температуры в процессе нагрева до 600-700°C и охлаждения до комнатной температуры образцов. В большинстве случаев образцы содержат магнетит (фиксируемая температура Кюри 580-600°C). В некоторых образцах фиксируются также температуры Кюри 300-325°C, которые позволяют говорить о наличии в образцах сульфидных примесей и магнитных

минералов титаномагнетитового ряда, из которых главную роль в формировании намагниченности изученных осадочных пород играет грейгит (Fe_3S_4) – сульфидный аналог магнетита. Этот ферримagnetик термически устойчив ниже 180-200°C, имеет точку Кюри около 320-330°C и может быть носителем магнитоустойчивой компоненты намагниченности изученных отложений.

Полученные результаты в двух лабораториях в ходе размагничивания более 700 образцов переменным магнитным полем и температурой показали, что практически во всех образцах выделяются две компоненты намагниченности (Рис. 1).

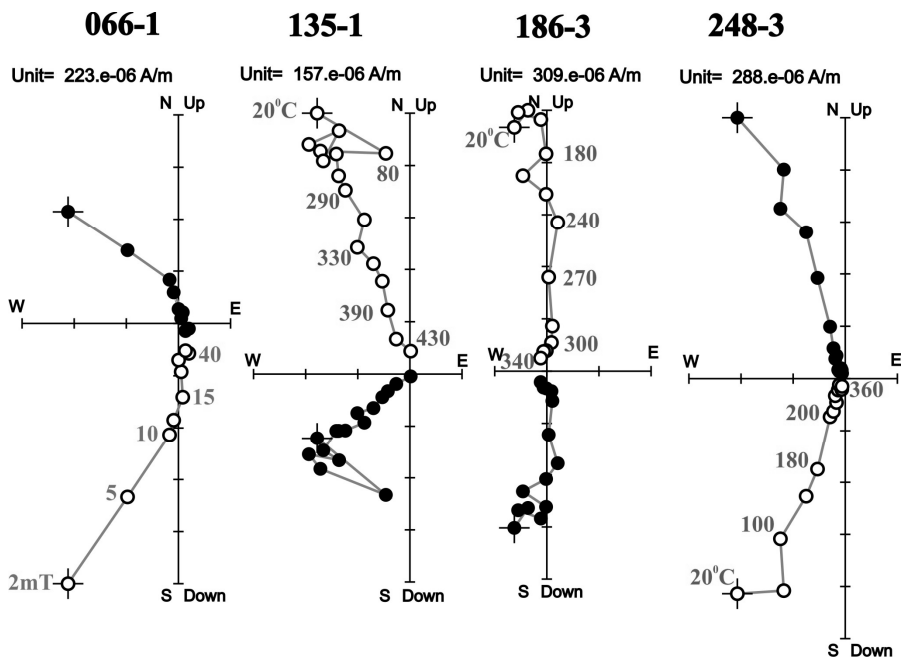
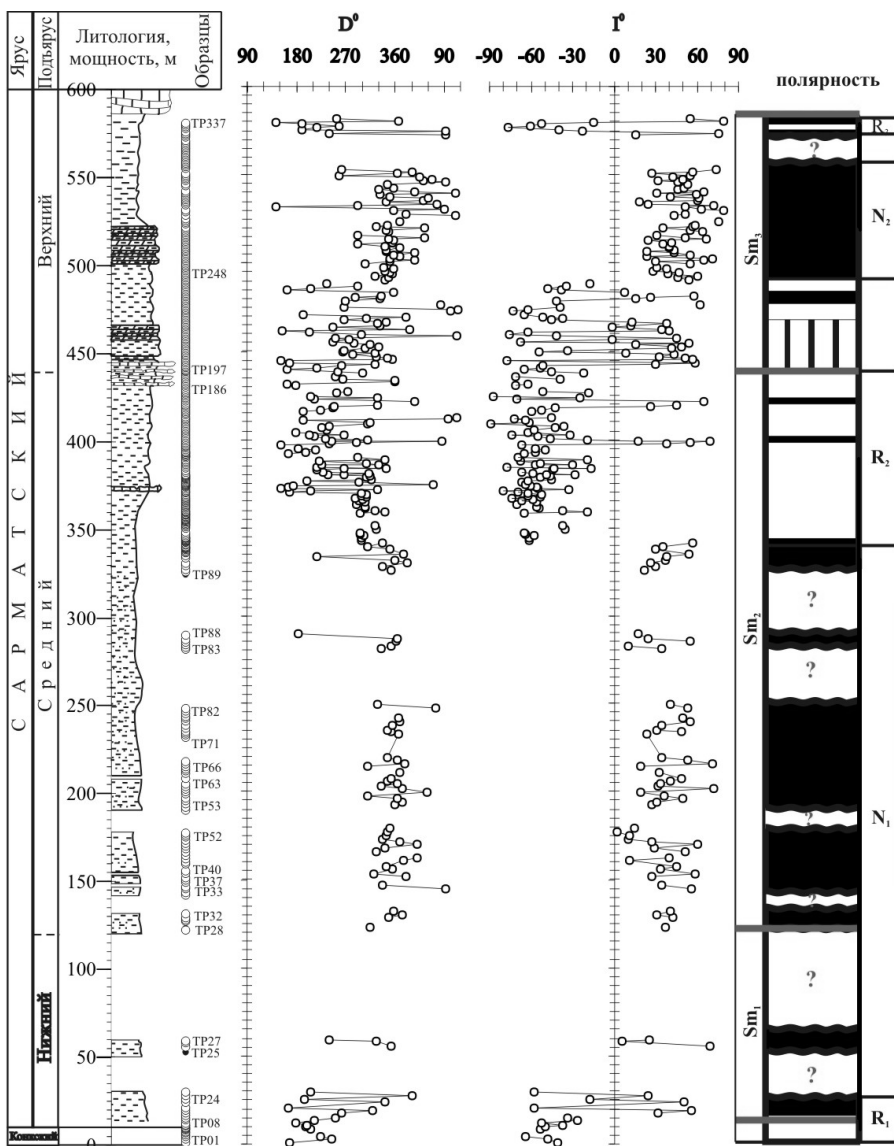


Рис. 1. Примеры размагничивания образцов переменным магнитным полем и температурой; диаграмма Зийдервельда (в древней системе координат).

Первая компонента – низкокоэрцитивная и низкотемпературная, имеющая направление, близкое направлению современного геомагнитного поля в точке отбора образцов, выделяется в интервале полей 0-40 мТл и в интервале температур 20-250°C. Вторая характерная компонента – высококоэрцитивная и высокотемпературная – у 50% измеренных образцов разрушается в интервале полей 50-100 мТл и температур 300-450°C и имеет в одних образцах прямое, а в других – обратное направление, т.е. является биполярной. У других образцов в интервалах высоких полей невозможно выделить какую-либо компоненту. Это, возможно, связано, со слабой намагниченностью пород, в результате чего происходит процесс их намагничивания.



Условные обозначения:



Рис. 2. Изменения направлений J_n изученных горных пород по разрезу: 1 – известняки, 2 – глины, 3 – песчаные глины, 4 – известковые глины, мергели (Е.С. Разумкова); 5 – прямая полярность, 6 – обратная полярность, 7 – частое чередование полярности, 8 – нет данных.

Изменения направлений второй компоненты J_n по изученному разрезу показаны на **Рис. 2**. Выделяются пять магнитозон (снизу вверх по разрезу): обратная (R_1) – прямая (N_1) – обратная (R_2) – прямая (N_2) – обратная (R_3).

Средние направления второй компоненты J_n для выделенных магнитозон представлены в **Табл. 1**. В распределениях направлений компонент J_n для разных участков разреза имеются промежуточные направления, которые могут быть связаны как с процессом смены полярности геомагнитного поля, так и с вторичным влиянием на запись направлений J_n тектонических, оползневых или других процессов. Кроме этого, почти все распределения направлений компонент J_n имеют нефшиеровский вид: наблюдается вытянутость распределений в западно-восточном направлении.

Таблица 1. Средние направления второй компоненты J_n для выделенных магнитозон сарматского региона снизу вверх по разрезам мыс Панагия и мыс Железный Рог.

Зоны полярности	N/n	D g,°	I g,°	Kg	$\alpha_{95},^\circ$	D s,°	I s,°	Ks	$\alpha_{95},^\circ$
<i>Мыс Панагия</i>									
R ₁ (0-27m)	12/12	243	-55	14	12	203	-48	13	13
N ₁ (30-337m)	58/58	56	69	9	7	356	40	10	6
R ₂ (340-458m)	52/92	278	-58	8	8	194	-67	10	6
N ₂ (497-540m)	36/36	60	74	9	9	356	54	9	8
<i>Мыс Железный Рог</i>									
N (0-25m)	24/43	10	62	41	5	339	72	41	5
R(25-60m)	34/47	202	-23	18	6	201	-36	17	6

Примечания: **g** – географическая система координат, **s** – стратиграфическая, **D** – склонение, **I** – наклонение, **K** – кучность, $\alpha_{95},^\circ$ – радиус круга доверия при 95% вероятности для среднего направления.

Тест складки показал положительный результат только для магнитозон N_1 и R_2 и неопределенный для всех остальных магнитозон. Для оценки чистоты выделенной намагниченности был проведен тест обращения для интервала 340-540 метров. При этом промежуточные направления не были использованы. В этом случае тест обращения положительный, класс В, средние направления прямой и обратной полярности различаются, на угол 171° , незначимо отличающийся от 180° . Отсюда следует, что в изученном разрезе, вероятно, происходила синхронная запись прямого и обратного направления геомагнитного поля.

Как уже было указано, распределения направлений компонент J_n для разных участков разреза вытянутые и имеются промежуточные направления. Одной из причин этого может быть вторичное смятие пластов при складкообразовании. Наличие такого влияния должно отразиться на анизотропии магнитной восприимчивости (**Рис. 3**). Поэтому были проведены исследования по анизотропии магнитной восприимчивости пород. Зависимость параметров анизотропии линейности от уплощения указывает на присутствие в изученных породах магнитных частиц плоскостной формы. Такой вид магнитных

частиц характерен для седиментационной остаточной намагниченности. Это подтверждается расположением минимальной оси эллипсоида КЗ, которая направлена вертикально. Однако в некоторых образцах КЗ смещена вдоль падения пластов. Эта смещение связано, скорее всего, с вторичной анизотропией, которая возникла при складкообразовании, уплотнении или сползании горных пород, что фиксируется также нефишеровским распределением главных осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости.

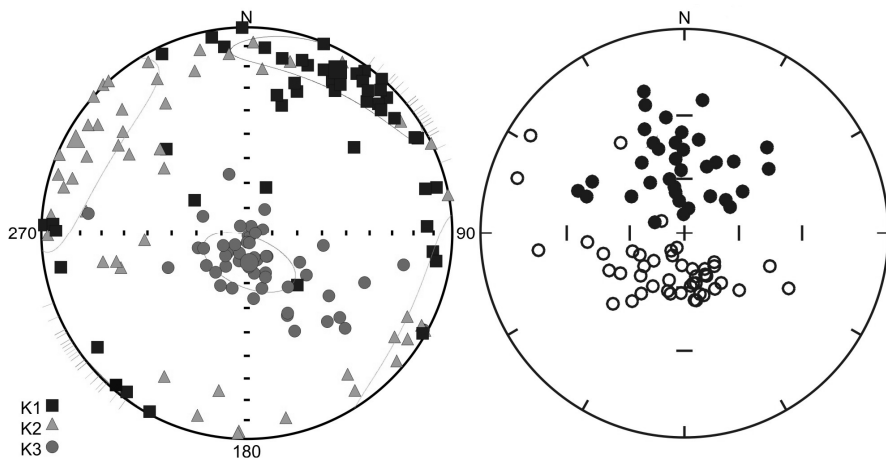


Рис. 3. Сравнение анизотропии изученных горных пород с распределением вторых компонент J_n для средней части (340-350 метров) сарматского региона (в стратиграфической системе координат); полуоси эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости: **К1** – максимальная, **К2** – промежуточная, **К3** – минимальная; пустые (залитые) кружки – проекции векторов на верхнюю (нижнюю) полусферу.

По совокупности полученных данных построена магнитостратиграфическая шкала для сарматских отложений мыса Панагия и мыса Железный Рог. Сопоставление этой магнитостратиграфической шкалы с имеющимися данными предыдущих исследований по Таманскому полуострову (данными В.М. Трубикина и М.А. Певзнера [4, 6]) позволили существенно изменить оба варианта шкалы, предложенные этими исследователями. Полученные результаты о магнитной зональности в изученном разрезе хорошо согласуются с общей магнитостратиграфической шкалой неогена и подтверждают миоценовый возраст отложений разрезов мыс Панагия и мыс Железный Рог на Таманском полуострове (Рис. 4).

Параллельно с нашими работами в лаборатории изотопных исследований Амстердамского университета (Vrije University, Amsterdam, The Netherlands) были проведены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования на масс-спектрометре MAP 215-50 для образцов горных пород из верхнесарматского пеплового горизонта разреза мыс Железный Рог, для которого был определен возраст $8,60 \pm 0,02$ млн. лет.

магнитной полярности по разрезам (5 магнитозон прямой и обратной полярности) согласуются с общей магнитостратиграфической шкалой миоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта НВО/РФФИ №047.017.005/05-05-89000.

1. *Трубихин В.М.* Палеомагнитная шкала и стратиграфия неоген-четвертичных отложений Паратетиса // Тез. докл. «Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский полуостров). Волгоград-Тамань: 1998, с. 13-17.
2. *Popov S.V.* // Neogene Stratigraphy and Palaeontology of the Taman and Kerch Peninsulas // Excursion Guidebook. Moscow: Paleontological Institute RAS, 1996, 31 с.
3. *Томиша В.А.* Отложения нижнего и среднего сармата Таманского полуострова (мыс Панагия) // Тез. докл. IX Всеросс. конф. «Геологи XXI века». Саратов: изд-во СО ЕАГО, 2008, с.43-44.
4. *Langereis, C.G., Krijgsman, W., Vasiliev, I., Khramov, A.N., Iosifidi, A.G., Popov, V.V., Tomsha V.A., Yudin, S.V.* Geomagnetic polarity sequence during Miocene and Pliocene times: new data from Taman Peninsula section// Book of abstracts 7th International conference «Problems of Geocosmos», 2008.
5. *Палеомагнитология* // Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др., Л.: Недра, 1982, 312 с.
6. *Langereis, C.G., Krijgsman, W., Vasiliev, I., Khramov, A.N., Iosifidi, A.G., Popov, V.V. Tomsha, V.A.* Geomagnetic polarity sequence during Miocene times: additional new data from Taman Peninsula section.// Book of abstracts 8th International conference «Problems of Geocosmos», 2010.
7. *Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований* // Постановления Межведомственной стратиграфической комитета и его постоянных комиссий. Вып.38. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008, 131 с. (МПР РФ, Роснедра, ВСЕГЕИ, РАН, МСК России).

ПЕТРОМАГНИТНОЕ И ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ МЭОТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА ПОПОВ КАМЕНЬ (ТАМАНСКИЙ П-ОВ)

В.М. Трубихин¹ (vmt1940@mail.ru), О.В. Пилипенко² (pilipenko@ifz.ru)

¹ГИН РАН, Москва;

²ИФЗ РАН, Москва

В палеомагнитном отношении мэотические отложения (~6–7,5 млн. лет), выделенные Н.И. Андрусовым [1] изучены в настоящее время достаточно слабо. Для российского неогена опорным регионом является Таманский п-ов. Здесь мэотические отложения были впервые изучены Певзнером М.А. [2]. Однако эти исследования носили рекогносцировочный характер, и для составления опорных разрезов неогена юга России было необходимо провести более детальные исследования.

В настоящей работе представлены предварительные результаты палеомагнитного изучения разреза Попов Камень. Разрез Попов Камень расположен южнее одноименного мыса на юго-западном побережье Таманского п-ова ($\varphi = 45^\circ\text{N}$, $\lambda = 37^\circ\text{E}$) и представляет собою юго-восточное крыло антиклинали, в ядре которой выходят сарматские отложения. В подошве мэотиса располагается характерный горизонт биогерм – мшанковых известняков, образующих в рельефе берегов Таманского п-ова скалистые мысы. В разрезе

Попов Камень на рифовые известняки налегает толща глубоководных темных глин с элементами залегания: азимут $A_z = 130^\circ$, угол падения $\angle = 30^\circ$. На юго-восток пласты быстро выполаживаются и уже в 300 м от начала разреза при том же простирании имеют угол падения $\angle = 5-7^\circ$. Примерно в километре на Ю-ЮВ мэотические отложения срезаются отложениями четвертичной террасы. Общая мощность изученных мэотических отложений ~ 130 м.

Мэотические отложения обычно расчленяются на два подъяруса – нижний (Mt_1) и верхний (Mt_2) мэотис. Нижнемэотические отложения здесь характеризуются морской фауной и представлены более глубоководными фациями, чем верхнемэотические. Верхнемэотические отложения более мелководны и моллюсковая фауна указывает на опреснение бассейна. Изученный разрез, хотя и не богат фауной, однако, расчленение его как по фауне, так и по литологическим характеристикам не вызывает особых затруднений. К нижнемэотическим отложениям можно отнести пачки 1–15. Толща, начинающаяся с рыхлых желтовато-серых песков пачки 17, относится уже к верхнему мэотису. Здесь уже появляются и конгерии, маркирующие начавшееся опреснение бассейна. Пачку 16 можно рассматривать, как переходную.

Морские мэотические образцы отложений разреза Попов Камень были отобраны для петромагнитных и палеомагнитных исследований с интервалом ~ 2 м. Число уровней разреза Попов Камень равнялось 60, число образцов 120.

Были измерены и исследованы стандартные магнитные параметры: магнитная восприимчивость K , естественная остаточная намагниченность NRM , безгистерезисная остаточная намагниченность ARM в переменном поле 0,9 Тл в присутствии постоянного поля 0,05 мТл. Весь эксперимент проводился на базе лаборатории «Главного геомагнитного поля и петромагнетизма» Института физики Земли РАН.

NRM до чистки измерена в трёх ортогональных положениях вращения образца. Величины NRM в основном низкие, за исключением слоя песчаника на глубине 10–12 м от кровли разреза, обогащенного ракушечником и нижней части разреза на глубине 111–115 м. Таким образом, можно сказать, что NRM , за исключением двух упомянутых горизонтов, однородна по величине.

Величина K также демонстрирует низкие значения. Концентрация частиц-носителей естественной остаточной намагниченности изменяется вдоль разреза $\sim 4,3$ раза.

Для изучения состава магнитных минералов-носителей намагниченности были выполнены три вида термомагнитного анализа:

1) на термомагнитометре Ю. Виноградова по остаточной намагниченности IRM , созданной в поле 0,4 Тл на образцах глин объемом 1 см^3 с достаточно высокими начальными значениями NRM из части разреза, соответствующей низам нижнего мэотиса (№ 1 ($H = 115,5$ м), № 3 ($H = 111,5$ м)), что делало возможным проведение термомагнитного анализа. Термомагнитный анализ показал, что кривые $IRM(T)$ первого нагрева образцов имеют характерный выпуклый вид с точкой перегиба в районе $\sim 300^\circ\text{C}$. IRM полностью раз-

рушается при температуре $\sim 420^{\circ}\text{C}$. Кривая второго нагрева проходит намного выше кривой первого нагрева и имеет небольшой перегиб около 385°C . Намагниченность полностью разрушается при температуре Кюри магнетита $\sim 580^{\circ}\text{C}$. Таким образом, основным носителем намагниченности в низах нижнего мзотиса может быть сульфид железа. Рост намагниченности после прогрева объясняется образованием новых магнитных зерен магнетита из немагнитных соединений, а небольшой перегиб в районе 385°C – образованием маггемита в процессе остывания магнетита на воздухе;

2) на вибромагнитометре Ю. Виноградова по намагниченности насыщения M_s в поле $\sim 1,5$ Тл на 11 образцах объемом 1 см^3 с различных стратиграфических уровней. Термомагнитный анализ показал, что кривые $M_s(T)$ первого нагрева образцов имеют характерный пик в интервале температур $350\text{--}580^{\circ}\text{C}$ и точкой перегиба в районе $\sim 580^{\circ}\text{C}$ (Рис. 46). В указанном интервале намагниченность образца резко возрастала. Кривая второго нагрева проходит намного выше кривой первого нагрева, и намагниченность полностью разрушается при температуре Кюри магнетита $\sim 580^{\circ}\text{C}$ или частично окисленного магнетита $\sim 620^{\circ}\text{C}$. Некоторые из кривых второго нагрева имели небольшой перегиб около 300°C . На основе проведенного термомагнитного анализа можно сделать вывод, что основным носителем намагниченности в пилотных образцах может быть катион-дефицитный сульфид железа, возможно пирротин. Рост намагниченности после прогрева объясняется интенсивным образованием ферромагнетика из немагнитных соединений, а небольшой перегиб в районе 300°C – образованием маггемита на воздухе;

3) На каппаметре Multi-Function Kappabridge (AGICO, Чехия) был проведен термомагнитный анализ $K(T)$ на 7 порошкообразных пробах осадков массой $\sim 0,4$ г. с различных стратиграфических уровней разреза Попов Камень. Проведенный термомагнитный анализ по характерному резкому пику на кривых $K(T)$ подтвердил, вывод двух вышеописанных исследований, что основным носителем намагниченности является сульфид железа, например, пирротин.

В настоящей работе использована температурная чистка коллекции образцов по два дубля с уровня. Для выделения первичной компоненты намагниченности на всех 120 образцах были сняты кривые размагничивания от NRM , 50°C до $300\text{--}350^{\circ}\text{C}$ с шагом 25°C . На части образцов величина NRM_{200} после воздействия температурой 200°C упала в ~ 10 раз. На диаграммах Зийдервельда видно, что температурой $\sim 100^{\circ}\text{C}$ снималась вязкая компонента намагниченности. Помимо вязкой компоненты, на диаграммах Зийдервельда выделялась одна компонента, направление которой принималось за характеристическое. Поскольку основным носителем естественной остаточной намагниченности является сульфид железа, то во многих образцах при нагревах в районе 300°C начинался резкий рост намагниченности со случайным направлением вектора из-за образования ферромагнетика из немагнитных минералов и случайного подмагничивания в лабораторном поле, что делало дальнейшую температурную чистку бессмысленной.

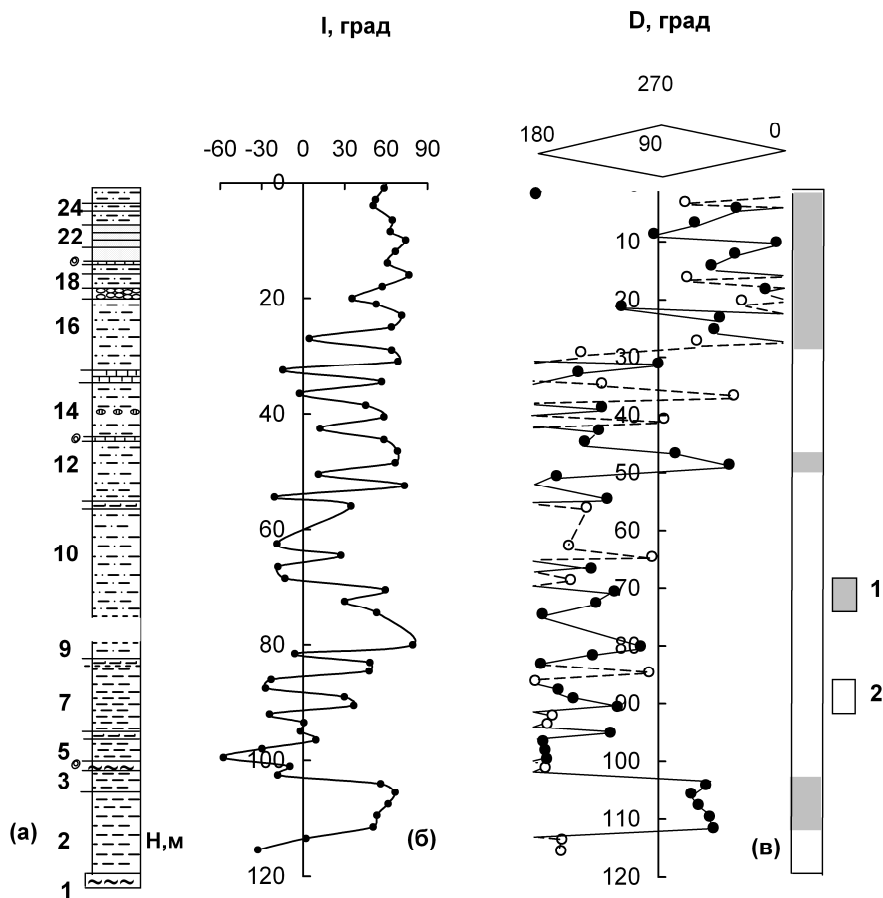


Рис. 1. (а) – литологическая колонка разреза Попов Камень; (б) и (в) – кривые зависимости средних значений склонения D и наклонения I (соответственно) от мощности разреза после температурной чистки и применения компонентного анализа. Предположительно: 1 – прямая полярность, 2 – обратная полярность.

Для определения истинности направлений NRM была изучена анизотропия магнитной восприимчивости (AMS). Измерения магнитной восприимчивости K образцов на каппаметре Multi-Function Кappabridge (AGICO, Чехия) в 15 положениях для оценки AMS показали, что максимальная и средняя оси тензора магнитной восприимчивости лежат в плоскости напластования, минимальная – перпендикулярна к плоскости напластования: $K_3 < K_1$, $K_3 < K_2$, где K_1 и K_2 – x или y компоненты анизотропии в плоскости площадки (x – направление северного конца магнитной стрелки компаса), и K_3 – нормальная (z) компонента. Образцы пород обладали плоскостной анизотропией, характерной для осадочных слоев. Таким образом, можно принять, что в разрезе

Попов Камень сохранены осадочные слои и имеет место неизменность осадочной текстуры.

Величины склонения D и наклонения I намагниченности, полученные после температурной чистки, удовлетворительно согласуются на двух дублях с уровня, что позволяет усреднить и построить кривые зависимости I и D от мощности разреза. Образцы характеризуются в основном положительными значениями наклонения I, что предполагает осторожное отношение к интерпретации знака полярности. Однако если обратиться к склонению D, можно попытаться дать полученным результатам содержательное объяснение. Большая нижняя часть разреза Попов Камень (пачки 4–15) характеризуется преимущественно обратной полярностью, а верхняя (пачки 16–25) – преимущественно прямой полярностью. Граница между этими блоками разреза проходит внутри пачки 16, в нижней её части. Внутри преимущественно обратно намагниченной толщи можно выделить два горизонта прямо намагниченных пород (пачки 2–3 и верхняя часть пачки 12).

Как упоминалось выше, разрез Попов Камень разбивается по своим палеомагнитным характеристикам на два крупных блока. Нижний блок характеризуется преимущественно обратной полярностью, а верхний – прямой. Граница между ними проходит в низах пачки 16. По своим литологическим и палеонтологическим характеристикам разрез также делится на две части. Нижняя часть Mt_1 (пачки 1–15) – относительно глубоководная и характеризуется наличием морской фауны. Верхняя часть Mt_2 (пачки 17–25) – более мелководная и опресненная. Пачку 16 можно рассматривать, как переходный слой. Он не содержит остатков фауны, но литологически представлен более мелководными отложениями – плохо слоистыми, плохо сортированными, сильно песчанистыми, бурыми алевролитами. Таким образом, граница нижнего и верхнего мэотиса практически совпадает с палеомагнитной границей между зонами обратной и прямой полярности.

Подобная характеристика мэотиса не противоречит полученным ранее данным. Так, в разрезе Трестия (Румыния) низы мэотиса намагничены обратно, верхи же сложены прямонамагниченными породами [3]. Такой же результат был получен М.А. Певзнером на разрезах Железный Рог и Попов Камень [2]. Аналогичную характеристику имеют и субконтинентальные аналоги мэотиса в Закавказье – нацхорская и ширакская свиты [4]. Здесь не только установлены обратная и прямая полярности в низах и верхах мэотиса, соответственно, но и выделены эпизоды прямой полярности в обратномагниченной части разреза и обратной полярности в прямо намагниченных верхах мэотиса. С этой точки зрения интересен намечающийся в верхней части разреза Попов Камень горизонт обратной полярности. Если это не артефакт, то в разрезе Попов Камень верхняя часть мэотиса срезана четвертичной террасой, и разрез верхнего мэотиса не полон. В то же время, если с доверием отнестись к выделенным в обратно намагниченной толще нижнего мэотиса эпизодам прямой полярности, то получается, что в разрезе Попов Камень мы имеем максимально полный нижний мэотис. Нижний мэотис занимает в магнито-

хронологической шкале интервал хронов С3Аг, С3Вп и С3Вг. Внутри этого, преимущественно обратно намагниченного интервала (С3Аг – С3Вг) выделяются горизонты прямой полярности [5], как и в описываемом разрезе Попов Камень. Если полученная палеомагнитная характеристика разреза Попов Камень действительно отражает историю геомагнитного поля мэотического времени, то это позволяет разрешить до сих пор дискуссионный вопрос о временном положении Керчь-Таманских мшанковых биогерм. Из полученных результатов следует, что они располагаются на границе сарматского и мэотического ярусов.

Работа выполнена при финансовой поддержке авторов грантом РФФИ N 07-05-00795.

1. Андрусов Н.И. К вопросу о классификации южнорусских неогеновых пластов. Избранные труды. Изд. АН СССР. М. 1963. Т. II, С.35-48.
2. Певзнер М.А., Чиковани В.А. Палеомагнитные исследования верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых морских отложений Таманского полуострова // Известия Академии Наук СССР. 1978. Сер. Геологическая. № 8, С. 61-66.
3. Trubikhin V. M. Paleomagnetic data for the Pontian // Chronostratigraphie and Neostatotypen. Bd VII. Pontien. Jazu&Sanu, 1989, P.76-79.
4. Гурапий Г.З. Возраст нахдорской и ширакской свит Центральной и Восточной Грузии и проблема границы миоцена и плиоцена (палеомагнетизм и стратиграфия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3, № 2, С.62-72.
5. Berggren W.A., Kent D. V., Swisher III C.C., Aubry M.-P. A revised cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation .1995. N54. 212 p.

ДИАГНОСТИКА ПРОИСХОЖДЕНИЯ МАГНИТНЫХ МИКРОСФЕР

В.А. Цельмович¹ (borok1@mail.ru), О.А. Корчагин²,
А.Н. Некрасов³ (alex@iem.ac.ru), С.В. Старченко⁴ (sstarchenko@mail.ru)

¹ГО «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок, Ярославская обл.;

²ГИН РАН, Москва;

³ИЭМ РАН, Черноголовка, Московская обл.;

⁴ИЗМИРАН, Троицк, Московская обл.

Металлические частицы и микросферы (сферулы) часто встречаются в метеоритных кратерах и рядом с ними [1–5], в современных и в ископаемых осадках [7, 8], в других местах. Они интересны тем, что имеют характерную форму, а иногда можно видеть их внутренне строение, имеют специфический химический состав и находятся в парагенетической связи с самородными металлами и интерметаллическими соединениями, что позволяет использовать их в качестве индикаторов процессов самородного минералообразования и окислительно-восстановительных условий генезиса пород [9]. «Космические» шарики довольно часто обнаруживают в так называемой метеорной космической пыли. Считают, что эти частицы образуются в процессе абляции метеоритов при их прохождении через слои атмосферы путем непрерывного сдувания с поверхности метеорных тел плавящегося вещества и разбрызгивании

его в атмосфере в виде мельчайших капелек. Второй механизм их образования - конденсация газа или затвердевание расплава в процессе испарения метеоритного вещества при ударе метеорита о Землю. Третий возможный механизм - поглощение атмосферных аэрозолей жидкими средами, например, морской водой, с последующей их агломерацией [10].

В последние десятилетия, благодаря появлению совершенных электронных микроскопов, были достигнуты большие успехи в изучении вещественного состава микросфер. Но главная проблема – определение их происхождения - в настоящее время остается до конца не решенной. Проблема заключается в том, что в большинстве случаев сферулы обнаруживаются в продуктах обогащения проб вне связи с коренным источником или вмещающей средой (если это протоолочки). Многочисленные находки, сделанные в различных местах, привели к появлению разных взглядов по этому вопросу. Микросферы и сферулы рассматриваются как космические, техногенные или природные (земные) образования. Среди последних выделяют магматические и гидротермальные. Однако однозначных критериев для диагностики происхождения сферул до сих пор не выработано. Особые споры вызывают сферулы, образование которых связывают с взрывными кольцевыми структурами. Иногда их относят к продуктам импактного метаморфизма, или связывают с земным вулканизмом [9]. Отдельно изучаются магнетитовые микросферы, как обязательная компонента космической пыли или микрометеоритов [3]. Показано [9], что микросферы (сферулы) приурочены к слоям пирокластических и вулканогенно-осадочных, а источником их образования являются эксплозивные выбросы вулканов [9]. Однако в этом случае речь идет о сравнительно крупных образованиях (1-2 мм). Отмечено, что изученные сферулы [9] имеют магматическое происхождение и являются рудными образованиями.

Микросферы могут образовываться и при антропогенных процессах [10]. По мнению авторов, накопление данных по совместному нахождению микросфер и магнитных частиц с другими минералами, по изучению их тонкого и сверхтонкого химического строения, может дать ответ на вопрос о том, какие процессы, химические или космические, техногенные или иные приводят к их появлению. Тогда появится возможность решать обратную задачу: использовать микросферы и другие магнитные микрочастицы для стратиграфических и микростратиграфических целей. В этом случае импакты могут быть использованы как стратиграфические реперы.

Разработанная методика позволяет проводить диагностику очень небольших объемов вещества ($0,1-1\text{ см}^3$). Работы, проведенные на современных приборах (Tescan Vega II с волновым и энергодисперсионным спектрометрами) показали, что физические возможности метода электронно-зондового микроанализа часто не хватает для идентификации наночастиц. Появившиеся в последнее время приборы с дифракцией обратно-рассеянных электронов, более эффективные энергодисперсионные спектрометры позволяют перейти с микроуровня на наноуровень и ответить на вопросы, возникшие при изучении микросфер на микроуровне.

Изучены морфология и состав магнитных частиц из современных осадочных пород озер Плещеево и озера Б.Ложка [7, 8]. Показано, что значительная их часть представлена микросферами из магнетита. Они имеют размер от 0,2 для 50 мкм.

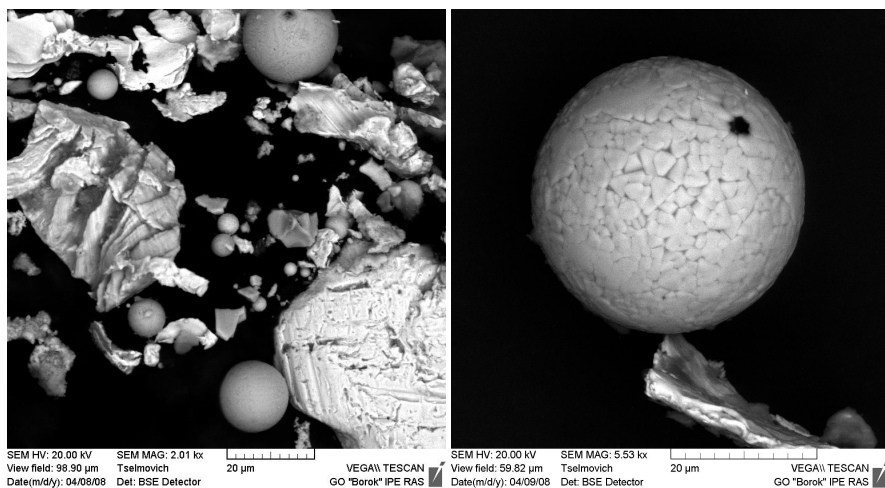


Рис. 1. Космические шарики девонского возраста (Днестровская серия, низ Устечковской свиты) в окружении частиц самородного железа и никеля.

Мы полагаем, что микросферы космического происхождения из верхних слоев (сформировавшихся в течение последних 100 лет, датировку короткого керна определяли с помощью прямых измерений темпов седиментации) осадков озера Плещеево, скорее всего, являются фоновыми, так как никаких импактных событий в это время не наблюдалось; влияние Тунгусского феномена не изучалось). Тем не менее, количество извлеченных микросфер сопоставимо с количеством терригенного магнетита, попавшего в осадки в то же время. Часто микросферы имеют характерную микроструктуру, которые различные исследователи называют «такрыной», «таблитчатой», «дендроидальной» (Рис. 1, Рис. 2), подробная морфологическая классификация дана в работе [3]. Такая структура образуется, вероятно, в процессе поверхностных изменений магнетитовых микросфер, связанных с их однофазным окислением и проявляется, как было нами установлено, на микросферах с диаметром более 1 мкм. Если мы обнаруживаем космические шарики совместно с металлическим железом, никелем и другими минералами, характерными для метеоритов, то можно говорить об их космическом происхождении, о наличии процесса накопления космической пыли и микрометеоритов.



Рис. 2. Космические шарики девонского возраста из Юго-Западного Приморья (Дальний Восток).

Такие совместные обнаружения были сделаны на образцах с повышенной (относительно рядом расположенных слоев) намагниченностью в озере Б.Ложка, в образцах девонского возраста, в образцах с границы мел-палеоген [1, 2], из кратера Чиксулуб. Эти слои в осадках вызывают особый интерес у исследователей, поскольку в них могла записаться такая информация о древнем геомагнитном поле, которая необходима для решения проблем определения древнего состояния геодинамики [11, 12]. Такая палеомагнитная запись может приближаться по качеству и даже существенно превосходить качество записи с использованием лавовых потоков, т.к. процесс охлаждения космического вещества микросфер идет несравненно быстрее, чем охлаждение огромных лавовых массивов. Вместе с тем, подобные преимущества малого размера микросфер оборачиваются недостатками при их палеомагнитном анализе. Однако дальнейшее развитие предлагаемых нами методов микрозондирования должны помочь и в решении круга задач по проведению палеомагнитного анализа с использованием микроскопических объемов вещества. Аномальные по намагниченности слои были обнаружены в современных осадках оз. Б.Ложка и в образцах девонского возраста. Микрозондовое изучение этих слоев показало, что в них содержится высокое количество частиц типично космического происхождения, содержащих чистый никель и сплав никеля с железом. Наиболее интересны совместные находки тугоплавких шпинелей (прежде всего – никелистых шпинелей), которые могли возникнуть при абляции [3]. На **Рис. 3** показана частица никелистой шпинели из кратера Чиксулуб.

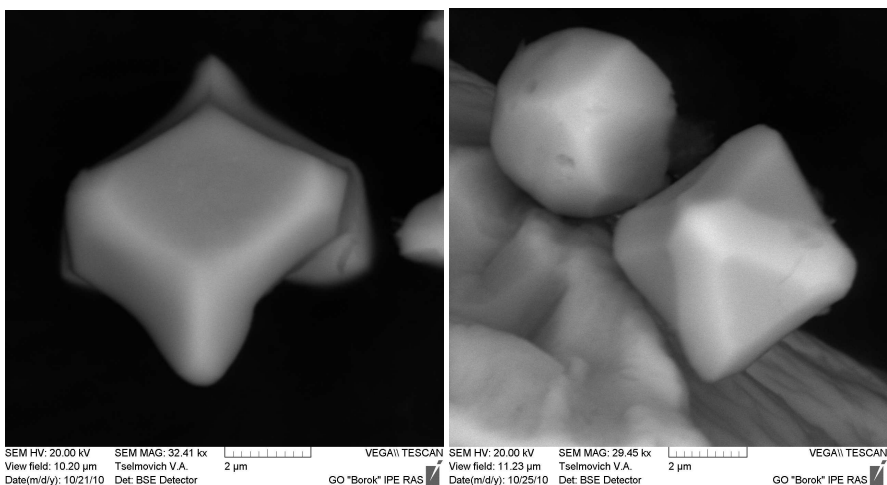


Рис. 3. Никелистая шпинель из кратера Чиксулуб.

В результате микронзондовых исследований магнитных частиц и микросфер из различных горизонтов озера Б.Ложка во всех изученных слоях были обнаружены фоновые магнетитовые космические шарики [7]. Их количество варьировало от слоя к слою. Однако в верхней части колонки (слои 1–12) были найдены магнитные шарики с иной морфологией и составом - железистые алюмосиликатные шарики с выделениями магнетита (Рис. 4). Эти шарики могли возникнуть в результате работы существовавшего на берегу озера металлургического производства - деятельностью жителей поселения горноста-левского этапа потчевашской культуры. Таким образом, в осадке был найден горизонт, маркированный железистыми алюмосиликатными шариками со структурами распада плагиоклазов и пироксенов с нано – и микроразмерны-ми выделениями магнетита, характеризующий время начала работы древнего металлургического производства. Этот вывод важен для археологических ре-конструкций.

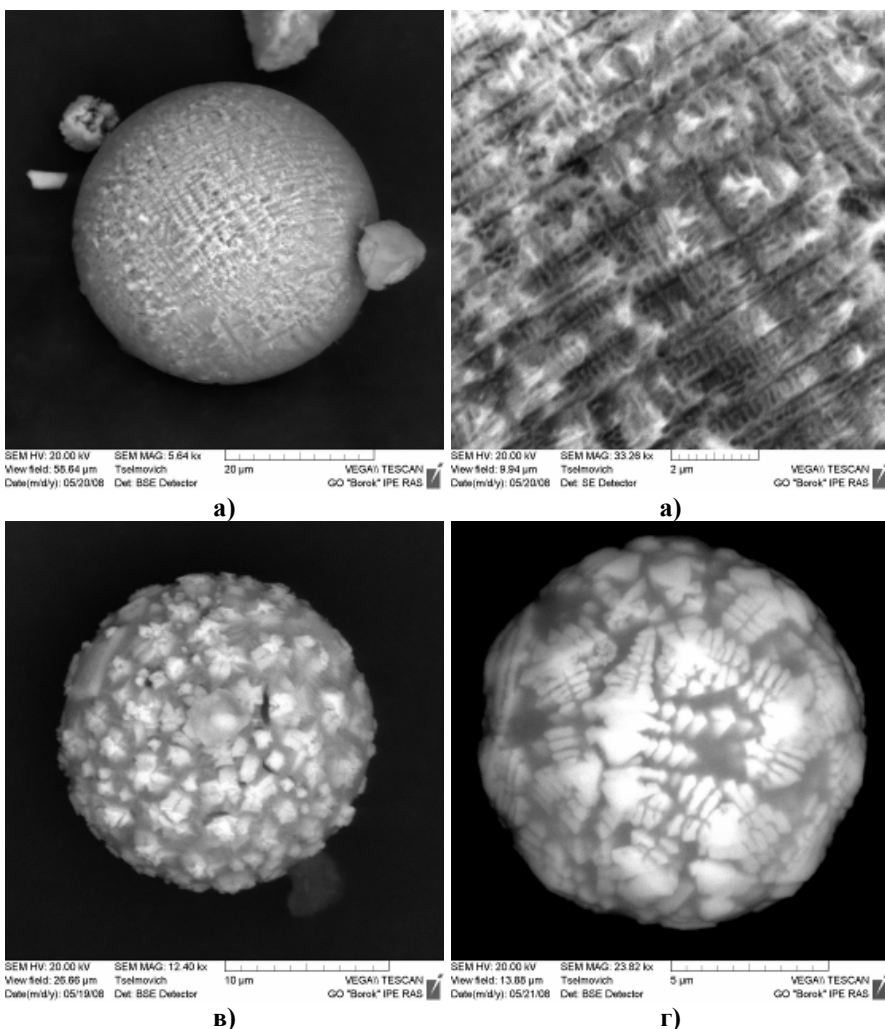


Рис. 4 а, б (б - фрагмент а), **в, г** – структуры распада пироксенов с тонкими выделениями магнетита в металлургических шариках из озера Б.Ложка. Слой 3.

Отмеченные особенности космических шариков (микросфер) заключаются в следующем:

1. Они имеют практически идеальную сферическую форму и характерную микроструктуру. Некоторые шарики имеют полость внутри [8].
2. Микросферы обнаруживаются совместно с космическими минералами и самородным железом. Наиболее распространенный индикатор наличия космического вещества - сплав никеля с железом. Идеальным индикатором импактного события может быть совместное обнаружение никелистой

шпинели. Космические микросферы обычно не содержат титан.

3. Тонкие структуры выделения магнетита из алюмо-силикатного стекла могут свидетельствовать об антропогенном происхождении микросфер. Возможно, их источником было древнее металлургическое производство.
4. С развитием нанотехнологий микросферы могут дать и палеомагнитную информацию.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 10-05-00117а

1. 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. *Published in Russian Journal of Earth Sciences*, 2005, Vol. 7, No 6, P. 1-45
2. Grachev A.F. (Ed.) The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass extinction. (2009). *Abhandlungen der geologischen Bundesanstalt*. Bd.63. 199 p.
3. Грачев А.Ф., Корчагин О.А., Цельмович В.А., Коллманн Х.А. Космическая пыль и микрометеориты в переходном слое глин на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы): морфология и химический состав // *Физика Земли*. 2008. №7. С. 42-57
4. Dredge Ian, Parnell John, Lindgren Paula et al. Elevated flux of cosmic spherules (micrometeorites) in Ordovician rocks of the Durness Group, NW Scotland // *Scottish Journal of Geology* 2010; v. 46; p. 7-16. doi: 10.1144/0036-9276/01-394
5. Korchagin O.A., Dubinina S.V., Tsel'movich V.A., Pospelov I.I. «Possible Impact Event in the Late Cambrian» // *Global Geology (International-China)*. Acta Palaeontologica Sinica, 46 (Suppl.). 227-231 (June, 2007).
6. Цельмович В.А., Бретшттейн Ю.С. О возможном импактном событии, записанном в вулканических породах Южно-Синегорской Дивы. // *Материалы II Всероссийской молодежной научной конференции "Минералы: строение, свойства, методы исследования"*. 23-26 марта 2010 г. Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2010. С.354-356.
7. 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
8. Цельмович В.А., Романовский А.В. Космические магнитные минералы в осадках озера Плещеево // *Восьмая международная конференция "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле"*. Материалы семинара. Москва, 9-11 октября 2007 г. Москва, 2007. С.141-143.
9. Сантимирова Е.И. Микросферы как индикаторы флюидных (флюидно-магматических) процессов областей современного вулканизма // *Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии*. 22-27 сентября 2009 года Россия, Камчатский край, г. Петропавловск-Камчатский. Том 1, 2. Петропавловск-Камчатский. 2009. http://kcs.dvo.ru/ivs/conferences/symposium_4/abstr/abs6-35.pdf.
10. Цельмович В.А., Трухина М.В., Бобылева О.Н., Провоторов М.В. Генезис железосодержащих частиц космического происхождения. Полученные факты и их анализ. // *Материалы II Всероссийской молодежной научной конференции "Минералы: строение, свойства, методы исследования"*. 23-26 марта 2010 г. Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2010. С.357-359.
11. Старченко С.В., Ботвиновский В.В. Азимутальные токи и палеомагнитные уровни // *Физика Земли*. 2003. № 5. С. 85-93.
12. Pushkarev Y.D., Starchenko S.V. Solid core as relic of protocore // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010 V.74, Issue 12, Suppl.1, P.A835.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ТЕРМИНОЛОГИЯ В 3-ЕМ ИЗДАНИИ «ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СЛОВАРЯ»

В.С. Цирель, Е.В. Лавникова

ФГУНПП «Геологоразведка» (geolraz@geolraz.com), Санкт-Петербург

История российского «Геологического словаря», инициатором и титулодержателем которого является Всероссийский геологический институт (ВСЕГЕИ), насчитывает более полувека. Первое издание было выпущено в 1955 г. (отв. ред. Т.Н. Спижарский); дополнительный тираж был осуществлен в 1960 г. Редактором-составителем раздела «Геофизика» был основоположник отечественной и мировой аэромагниторазведки проф. А.А. Логачев. Второе издание, исправленное и дополненное, вышло в свет через 18 лет после первого – в 1973 г. (отв. ред. К.Н. Паффенгольц); также спустя 5 лет был выпущен дополнительный (стереотипный) тираж. Редактором-составителем раздела «Геофизика» второго издания Словаря была Н.Б. Дортман, глава отечественной школы петрофизики, тогда еще нового направления геофизической науки. Что касается 3-его издания, то его выпуск ожидается в следующем 2011 г.; таким образом, работа по подготовке этого издания, растянувшаяся, вопреки ранним более оптимистическим прогнозам [1] на целое десятилетие, близка, наконец, к завершению [2]. Краткая сравнительная характеристика трех изданий «Геологического словаря» представлена в Табл. 1. По общему количеству терминов 3-е издание в три с лишним раза превосходит первую «Российскую геологическую энциклопедию», также издаваемую в 2011 г. [3].

Таблица 1. Сопоставление трех изданий «Геологического словаря».

Характеристики	1-ое издание	2-ое издание	3-е издание
Год издания	1955	1973	2011
Количество томов	2	2	3
Общее количество терминов	Более 11 тысяч	21 тысяча	Более 26 тысяч
Объем раздела «Геофизика»	Менее 9 печатных листов	12,2 печатного листа	20,3 печатного листа

Первый (начальный) этап работы над 3-им изданием состоял в подготовке «Методических указаний...» [4], содержавших предложения по системе организации работ, перечень требований к подбору и описанию терминов, а также дополнительные сведения. Однако, уже следующий этап работы над Словарем – составление Словников, в частности по разделу «Геофизика» [5], показал, что основное требование «Методических указаний...», а именно: «Словарь должен содержать все термины, необходимые в практической и научной работе геологов, не всегда имеющих под рукой нужных специальных

справочников и словарей. В общем случае в словники включаются все термины, встречающиеся в геологической литературе» не может быть реализовано. Включение всех терминов, используемых в геофизической науке и практике, приводит к недопустимому росту объема текста. Такие «всеобъемлющие» словари можно создавать только по отдельным направлениям геологической науки, но не по комплексу всех наук, объединяемых термином геология. Таковым, в частности, является последний по времени издания словарь по геофизике [6]. Задачу, стоявшую перед составителями геофизического раздела 3-го издания «Геологического словаря», можно определить так: сформировать массив основных терминов, используемых современной геофизикой, и дать каждому термину, входящему в этот массив, исчерпывающее определение, соответствующее господствующим представлениям сегодняшнего дня.

В состав подготовленного 3-го издания «Геологического словаря» входят описания по 30 разделам геологической науки, среди них геофизическая терминология занимает по общему объему описаний и по количеству терминов 5-ое место, уступая лишь разделам «Минералогия», «Литология», «Тектоника» и «Петрология». Первый том (от буквы А до буквы Й) уже передан в издательство; второй и третий тома будут переданы в этом году. Главный редактор 3-его издания Генеральный директор ФГУП «ВСЕГЕИ» Олег Владимирович Петров.

При подготовке сначала Словников, а затем и текстов описаний большой проблемой являлось разделение «Геофизики» на подразделы, не менее важным был выбор ответственных редакторов-составителей каждого подраздела. Итоги проделанной работы представлены в виде Табл. 2, в которой указаны – в порядке убывания количество терминов – все подразделы, формирующие раздел «Геофизика», и названы редакторы-составители этих подразделов. Визуальное представление о составе раздела «Геофизика» дает Рис. 1. Заметим, что ни в названиях подразделов, ни в самих текстах описаний нет жаргонных наименований типа «магнитка», «гравика» и т. п. На сегодняшний день нормативными остаются термины «магниторазведка», «гравиразведка», «гравиметрия» и др.

Таблица 2. Итоги работы по составлению раздела «Геофизика».

№№ п/п	Название подраздела	Принятая аббревиатура	Кол-во терминов	Редакторы- составители
1.	Физика Земли	ФЗ	508	А.О. Глико, О.О. Эртелева
2.	Сейсморазведка	СР	240	Н.А. Караев, Г.Я. Рабинович
3.	Ядерная геофизика	ЯГ	116	Д.А. Амосов, И.М. Хайкович
4.	Петрофизика	ПФ	102	А.С. Егоров, С.М. Фивег
5.	Геомагнетизм и магниторазведка	МР	101	В.С. Цирель, В.А. Шапиро
6.	Геоэлектрика и электро-разведка	ЭР	82	К.В. Титов, М.Н. Унгерман
7.	Вычислительная геофизика	ВГ	67	Д.С. Зеленецкий, К.А. Коронкевич
8.	Гравиметрия и гравиразведка	Гр	60	В.М. Гордин, С.А. Тихоцкий
9.	Геотермия и геотермические методы разведки	ГТ	49	А.О. Глико, О.И. Парфенюк
10.	Палеомагнетизм	ПМ	43	А.Н. Храмов
11.	Каротаж	КЖ	36	А.К. Сараев
12.	Промысловая геофизика	Пр	29	А.А. Молчанов
13.	Геоэлектрохимия	ГЭ	22	Н.А. Ворошилов, О.Ф. Путиков
14.	Подземная геофизика	По	19	А.Н. Шувал-Сергеев
15.	Комплексирование методов	КМ	14	М.Н. Столпнер
16.	Экологическая геофизика	ЭГ	6	И.М. Хайкович
Общее количество терминов			1494	

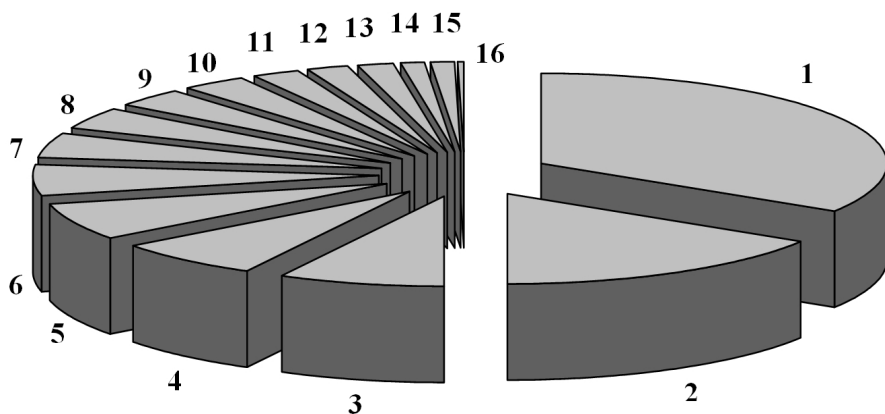


Рис. 1. Подразделы, входящие в состав раздела «Геофизика»: 1 – Физика Земли; 2 – Сейсморастведка; 3 – Ядерная геофизика; 4 – Петрофизика; 5 – Геомагнетизм и магниторастведка; 6 – Геоэлектрика и электрорастведка; 7 – Вычислительная геофизика; 8 – Гравиметрия и гравирастведка; 9 – Геотермия и геотермические методы растведки; 10 – Палеомагнетизм; 11 – Каротаж; 12 – Промысловая геофизика; 13 – Геоэлектрoхимия; 14 – Подземная геофизика; 15 – Комплексирование методов; 16 – Экологическая геофизика.

Между вторым и третьим изданиями «Геологического словаря» прошло 38 лет. За это время в геофизике произошли серьезные изменения, приведшие, в частности, к расширению терминологической базы и к переосмыслению ряда понятий; все это так или иначе нашло свое отражение в издаваемом «Словаре». В числе авторов описаний основных терминов 53 человека, среди которых 2 академика РАН, еще 30 – доктора наук. Общее количество участников, работавших над созданием раздела «Геофизика» составляет 99 человек.

По процессу подготовки каждого из подразделов можно дать достаточно точную оценку современного состояния отдельных направлений отечественной геофизики, что является дополнительным результатом работы над «Словарем». Подраздел «Физика Земли» составляет треть всего набора терминов. Это направление успешно развивается в Институте физики Земли РАН. В организации подготовки материалов большую роль сыграли директор ИФЗ академик А.О. Глико и О.О. Эртелева. Среди направлений разведочной геофизики наибольшее по числу терминов – сейсморастведка; она успешно развивается в Санкт-Петербурге, Москве, Новосибирске. Наряду с редакторами Н.А. Караевым и Г.Я. Рабиновичем хочется отметить также проф. СПб госуниверситета Т.Б. Яновскую. Лидером в области ядерной геофизики остается ФГУНПП «Геологоразведка». Нельзя признать удовлетворительным положение в области петрофизики; лидером этого очень важного направления многие годы была Н.Б. Дортман (зав. отделом ВСЕГЕИ); после ее смерти не оказалось достойных продолжателей ни во ВСЕГЕИ, ни в других петербургских,

а также московских организациях; подготовка этого подраздела вызвала серьезные трудности.

Что касается подраздела «Геомагнетизм и магниторазведка», то приходится с грустью констатировать, что отечественная геофизика утратила передовые позиции и в области аэромагнитометрии (являясь некогда родоначальником этого направления), и в области магнитной картографии, и в области магнитной съемки в космосе (где мы тоже были в числе пионеров) [7]. Более благоприятно обстоят дела в электроразведке, во многом за счет усилий наших коллег из новосибирского института СНИИГГиМС, а также различных малых предприятий. Вычислительная геофизика остается одним из наиболее активно развивающихся направлений. В подготовке этого подраздела возникали серьезные проблемы, связанные с отсутствием единого мнения по многим вопросам, но они успешно преодолевались в основном усилиями редактора Д.С. Зеленецкого.

Подготовка подраздела «Гравиметрия и гравиразведка» вызвала наиболее серьезные проблемы: приемлемый вариант был составлен только после обращения к сотрудникам Института физики Земли РАН, тогда как усилия сотрудников петербургских и московских организаций Минприроды России оказались безуспешными; это говорит о том, что гравиметрическое направление в системе геологической службы страны переживает не лучшие времена.

Работы в области геотермии лет двадцать назад успешно развивались во ВСЕГЕИ под руководством А.А. Смыслова. Ныне пальма первенства принадлежит Москве, лидер этого направления А.О. Глико. Палеомагнетизм — одно из научных достижений нашей страны. Лидером этого направления остается А.Н. Храмов; ему принадлежат тексты описаний всех палеомагнитных терминов; жаль лишь, что часть терминов этого направления перешла из раздела «Геофизика» в раздел «Стратиграфия».

Объединяя направления «Каротаж», «Промысловая геофизика» и «Подземная геофизика» в геофизику подземного пространства, можно отметить определенные успехи коллективов, возглавляемых проф. А.А. Молчановым (СПб Горный институт) и доц. А.К. Сараевым (СПб Госуниверситет). Подраздел «Геоэлектрохимия» — гордость ленинградской геофизической школы; мировое лидерство школы Ю.С. Рысса не вызывает сомнения. Небольшой, но очень существенный подраздел, условно называемый «Комплексирование методов», содержит определения таких важных для геофизики и прежде всего для разведочной геофизики основополагающих понятий как «Аномалия геофизическая», «Геолого-геофизический горизонт», «Геофизические прогнозно-поисковые критерии», «Физико-геологическая модель» и ряд других. Самый малый подраздел, но, быть может, самый актуальный на сегодняшний день — это экологическая геофизика, которая несомненно будет востребована в ближайшие годы.

По представленным в 3-ем издании «Геологического словаря» описаниям геофизических терминов можно составить представление об истории разви-

тия геофизической науки. Что касается отечественных ученых, то упомянуто 62 имени, начиная от М.В. Ломоносова и Л. Эйлера, кончая нашими современниками. Число упоминаемых зарубежных ученых достигает 102, начиная от времен античности (Гиппарх Никейский и Плиний Младший), включая корифеев мировой науки, таких как Г. Галилей и И. Ньютон, и завершаясь опять-таки именами наших современников.

Возвращаясь к общему построению 3-го издания «Геологического словаря» следует признать, что предложенное разделение описываемых терминов на пять категорий оказалось трудноосуществимым [8]. Предполагалось, что к первой категории будут отнесены термины широкого значения, например, названия наук; ко второй – составные звенья терминов первой категории; к третьей – термины, требующие определения и пояснений; к четвертой – термины, требующие лишь определения; к пятой – термины малоупотребительные. Соответственно, были указаны размеры описаний для каждой категории, в общем диапазоне от 3-4 страниц (в пересчете на машинописный текст) до 2-3 строчек. Такое разделение представлялось реализацией общего для словарей энциклопедического типа принципа пропорциональности размера описания значению термина. Но строго соблюсти эту иерархию оказалось невозможно. Даже теперь, имея окончательный текст, трудно разделить термины на исходно предполагавшиеся категории. Можно достаточно четко выделить лишь термины первой категории – с объемом описания более одной страницы машинописного текста. Алфавитный список терминов первой категории по разделу «Геофизика» с указанием авторов представлен в Табл. 3.

Следует самокритично упомянуть и о других недостатках описываемого издания; к их числу относятся отсутствие рисунков и отсутствие ссылок на литературу.

В качестве общего вывода можно констатировать. В 3-ем издании «Геологического словаря» представлена терминологическая база современной геофизики, охватывающая с достаточно полнотой все разделы этого направления наук о Земле, включая не существовавшие во 2-ом издании подразделы «Вычислительная геофизика», «Геоэлектрохимия» и «Экологическая геофизика». Расширена и осовременена терминология наиболее крупных подразделов «Физика Земли» и «Сейсморазведка». Учтены результаты научных достижений конца XX – начала XXI вв. Устранен целый ряд неточностей, сохранившихся во 2-ом издании «Геологического словаря».

Выполненная работа может иметь, по крайней мере, три варианта продолжения. Первый, наиболее простой – выпустить раздел «Геофизика» в виде отдельного однотомного издания объемом около 350 страниц; конечно, при этом необходимо решить вопросы финансирования, авторских прав, издательской базы и т. п. Второй вариант – расширить терминологическую базу, сократив при этом объемы описаний, и выпустить толковый словарь по геофизике взамен устаревшего [9]. Наконец, на базе раздела «Геофизика» можно создать современное учебное пособие для вузов, готовящих кадры геофизиков.

Таблица 3. Список терминов первой категории по разделу «Геофизика».

Термины	Авторы
Геомагнетизм	В.С. Цирель, В.А. Шапиро
Геотермия	А.О. Глико, О.И. Парфенюк
Геоэлектрохимия	В.А. Комаров
Геофизика	А.В. Козенко
Гравиметрия	В.М. Гордин, С.А. Тихоцкий
Гравиразведка	В.М. Гордин
Землетрясение	Л.Б. Славина
Земля	А.В. Козенко
Каротаж	А.К. Сараев
Палеомагнетизм	А.Н. Храмов
Промысловая геофизика	А.А. Молчанов
Разведочная геофизика	А.К. Сараев
Сейсмология	В.И. Уломов
Сейсморазведка	Н.А. Караев
Физика Земли	А.В. Козенко
Электроразведка	М.Н. Унгерман
Ядерная геофизика	И.М. Хайкович, Д.А. Амосов

1. *Цирель В.С.* Геофизика в 3-м издании «Геологического словаря» (информационное сообщение) // Геофизический журнал. – Киев: Национальная Академия наук Украины; Институт геофизики, 2006. – Т. 28, № 5. – С. 196–199.
2. *Петров О.В., Масайтис В.Л., Неженский И.А., Ковалевская Е.О.* О Геологическом словаре третьего издания // Региональная геология и металлогения. – СПб: изд-во ВСЕГЕИ, 2010. – № 42. – С. 5–10.
3. *Козловский Е.А.* Первая «Российская геологическая энциклопедия» // Разведка и охрана недр. – 2010. – № 8. – С. 57–59.
4. *Методические указания для авторов и редакторов Геологического словаря.* – СПб: изд-во ВСЕГЕИ, 2001. – 22 с.
5. *Цирель В.С.* Принципы и структура построения 3-его издания Геологического словаря // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Борок. 19–22 октября 2002 г. – М.: ГЕОС, 2002. – С. 95–97.
6. *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.
7. *Цирель В.С., Шапиро В.А.* Терминологические основы геомагнетизма и магниторазведки (по материалам подготовки 3-го издания «Геологического словаря») // Матер. Междунар. сем. «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород» (Казань, 2004). – Казань: изд-во Казан. ун-та, 2004. – С. 113–117.
8. *Цирель В.С., Лавникова Е.В.* Реализация принципов построения 3-его издания Геологического словаря на примере геофизического раздела // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Борок. 11–14 октября 2003 г. – М.: ГЕОС, 2003. – С. 88–90.

ТЕМПЕРАТУРА ФЕРРОМАГНИТНОГО УПОРЯДОЧЕНИЯ И ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СПОНТАННОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ В ФЕРРОМАГНИТНЫХ НАНОЧАСТИЦАХ

В.П. Щербаков, Н.К. Сычева

ГО «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок, Ярославская обл.

За последние два десятилетия в науке существенно возрос интерес к наноразмерным объектам вследствие уникальности их физических свойств, отличных от свойств макровещества. Под нанообъектом понимают объект, линейный размер которого хотя бы в одном направлении составляет порядка 1-100 нм. В данной работе проведено изучение зависимости температуры ферромагнитного упорядочения и пространственного распределения спонтанной намагниченности в ферромагнитных наночастицах на основе теории Гинзбурга-Ландау.

В рамках теории Гинзбурга-Ландау плотность свободной энергии ферромагнетика вблизи температуры Кюри можно написать в виде [1]:

$$F(\mathbf{r}, t) = \frac{A}{2} \text{grad}^2 \mathbf{m} - \frac{at}{2} m^2 + \frac{b}{4} m^4 + E_{an}(\mathbf{m}), \quad (1)$$

где $\mathbf{m}(t)$ нормированный вектор спонтанной намагниченности, $m(1) = 1$, A – обменная константа, $E_{an}(\mathbf{m})$ – магнитокристаллическая анизотропия, a и b – коэффициенты, $t = (T_c - T)/T_c$ – приведенная температура, определяющая дистанцию от температуры Кюри T_c . В направлении вектора $\mathbf{m}$ изменение по объему незначительно, поэтому (1) можно разбить на два уравнения:

$$F_{Landau} = -\frac{at}{2} m^2 + \frac{b}{4} m^4, \quad (2a)$$

$$F_{dw} = \frac{A}{2} \text{grad}^2 \mathbf{m} + E_{an}(\mathbf{m}). \quad (2b)$$

Уравнение (2a) представляет собой выражение для свободной энергии из хорошо известной теории Ландау фазовых переходов второго рода. В результате минимизация F_{Landau} получаем классическое выражение для намагниченности объемного материала

$$m_0(t) = \sqrt{\frac{at}{b}}. \quad (3)$$

Уравнение (2b) обычно используется при анализе структур доменных стенок (ДС). Как следует из (2b), пространственное изменение $\mathbf{m}$ имеет место на характерном расстоянии $d_{dw} = \sqrt{A/K}$ (ширина ДС). Булаевский и Гинзбург

[2] первые заметили, что вблизи T_c иерархия членов уравнения (1) может отличаться от того, что отражается в уравнениях 2а и 2б, если энергия магнитокристаллической анизотропии E_{an} падает медленнее, чем F_{Landau} для $T \rightarrow T_c$. Они показали, что в этом случае структура ДС может отличаться от структуры стенки Блоха. В частности, для так называемого линейного решения отсутствует вращение $\mathbf{m}$ в ДС, но вместо этого абсолютное изменение величины $\mathbf{m}$ достигает нуля в середине ДС, где направление вектора $\mathbf{m}$ изменяется на противоположное.

Плоские объекты

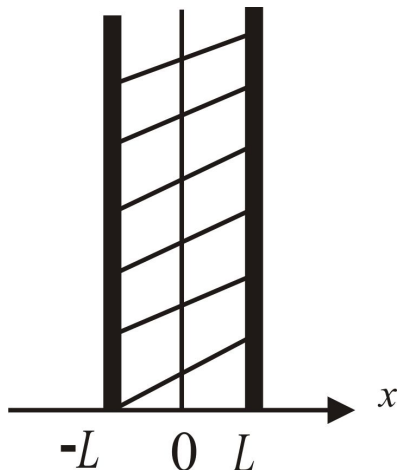


Рис. 1.

Пространственные изменения величины $\mathbf{m}$ могут быть значимыми и в случае, когда расстояние в направлении изменения вектора $\mathbf{m}$ ничтожно мало, к примеру, когда рассматривается очень тонкая магнитная пленка или наночастица. Поверхностные ионы в этом случае имеют только половину межатомных взаимодействий в сравнении с ионами, расположенными внутри зерна. Исходя из этого, при повышении температуры величина намагниченности в поверхностных слоях может быть существенно ниже в сравнении с величиной намагниченности объемного материала, которая в центре зерна может быть близка к m_0 .

Рассмотрим изолированную тонкую ферромагнитную пленку (Рис. 1), размер которой меньше ширины ДС. Т.к. ДС содержит обычно около 100 слоев, это требование означает, что $L \leq 50$ слоев. Очевидно, что по причине симметрии достаточно рассмотреть только интервал $x \in (0, L)$. Уравнение Эйлера в случае тонкой ФМ пленки имеет вид:

$$\frac{d^2 u}{dy^2} + u - u^3 = 0, \quad (4)$$

где $u = m / m_0$, поэтому интервал изменения u для любой температуры $[0, 1]$,

и $x = y\xi$, где ξ – интервал корреляции $\xi = \sqrt{\frac{A}{2at}}$ [3]. Для отдельной тонкой

пленки граничные условия выбраны таким образом, что в центре пленки намагниченность имеет максимальное значение

$$\left. \frac{du}{dy} \right|_{y=0} = 0, \quad \lambda \left. \frac{du}{dy} \right|_{y=Y} = -u. \quad (5)$$

Здесь $\lambda = a_0 / \xi = \sqrt{\frac{2at}{Aa_0^2}}$ – обратная длина корреляции,

$Y = L\lambda / a_0 = N\lambda$ есть координаты граничного слоя, a_0 – параметр решетки. Проинтегрируем (1), перемножив на du/dy . Как результат, мы получим потенциал

$$E = \left(\frac{du}{dy} \right)^2 + u^2 - \frac{1}{2}u^4 + C, \quad (6)$$

где C – постоянная интегрирования. Принимая во внимание граничные условия (5), мы найдем

$$C = \gamma^2 - \frac{\gamma^4}{2}, \quad (7)$$

$$(1 + \lambda^{-2})\beta^2 - \frac{\beta^4}{2} = \gamma^2 - \frac{\gamma^4}{2}, \quad (8)$$

где $\gamma = u(0)$, $\beta = u(Y)$. Решение уравнения (6) есть

$$\begin{aligned} y(u) &= \int_u^\gamma \frac{d\tilde{u}}{\sqrt{\gamma^2 - \frac{\gamma^4}{2} - \tilde{u}^2 + \frac{\tilde{u}^4}{2}}} = \\ &= \sqrt{\frac{2}{2 - \gamma^2}} \left\{ K\left(\frac{\gamma}{\sqrt{2 - \gamma^2}}\right) - F\left[\arcsin(u/\gamma), \frac{\gamma}{\sqrt{2 - \gamma^2}}\right] \right\}. \end{aligned} \quad (9)$$

Здесь $K(k)$, $F(\varphi, k)$, есть полный и неполный эллиптические интегралы 1 рода, соответственно. Из (8), (5) и (9) мы найдем следующую зависимость между числом слоев N , величиной намагниченности γ в центре и величиной намагниченности β на границе:

$$\beta = \sqrt{\frac{1 + \lambda^2 - \sqrt{1 + 2\lambda^2 + (\gamma^2 - 1)^2 \lambda^4}}{\lambda^2}}, \quad (10)$$

$$N\lambda = \sqrt{\frac{2}{2 - \gamma^2}} \left\{ K\left(\frac{\gamma}{\sqrt{2 - \gamma^2}}\right) - F\left[\arcsin \frac{\beta}{\gamma}, \frac{\gamma}{\sqrt{2 - \gamma^2}}\right] \right\}. \quad (11)$$

Чтобы рассчитать температуру перехода t_0 , заметим, что для точки перехода $\gamma \rightarrow 0$. Тогда из (10) мы имеем $\beta \approx \lambda\gamma$, и уравнение (9) приводится к виду:

$$N\lambda = \text{arccctg } \lambda. \quad (12)$$

В дальнейших расчетах будем использовать обычные приближения $a = kT_c$,

$$A = kT_c a_0^2, \text{ тогда } \lambda = \sqrt{2t}, \text{ и из (12) для } t \ll 1 \text{ мы найдем } N\lambda \approx \frac{\pi}{2} - \lambda$$

или $t_0 \approx \frac{\pi^2}{8(N+1)^2}$. Кривая, соответствующая этому упрощению (Рис. 2,

сплошная линия), находится в хорошем согласии с рассчитанной по уравнению (12) (Рис. 2, пунктирная линия). Как видно из Рис. 2 с уменьшением числа атомных слоев в нанопленке с 30 до 3, увеличивается дистанция до температуры Кюри с 1 до 30% (т.е. наблюдается существенное уменьшение температуры перехода).

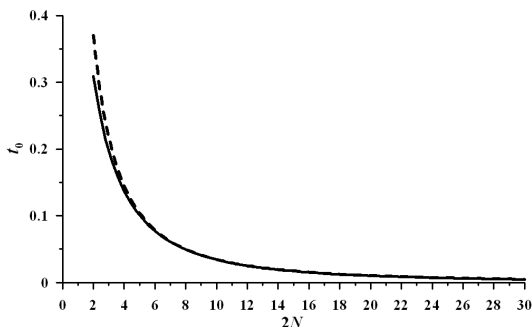


Рис. 2. Приведенная температура t_0 в зависимости от нормализованной ширины ламели (или пленки) $2N = 2L/a_0$.

Из Рис. 3, 4 видно, что намагниченность на границе существенно ниже, чем в центре пленки, поскольку поверхностные ионы имеют только половину межатомных взаимодействий по сравнению с ионами в центре.

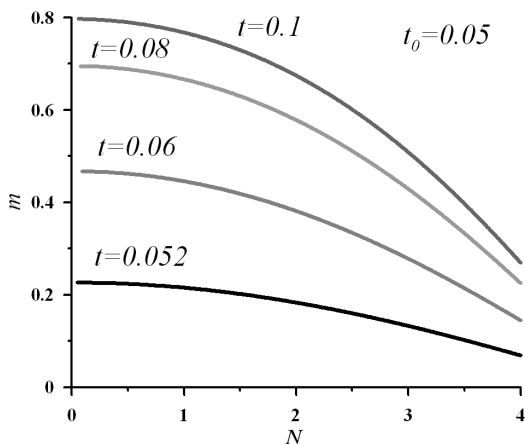


Рис. 3. зависимость величины спонтанной намагниченности $m = u(y)m_0$ от числа слоев для $N = 4$ (9 слоев в целом). Для намагниченности объемного материала m_0 была учтена модель Изинга, когда $a = 2(T_c - T)$, $b = (2/3)T_c$ [4], т.е.

$$m_0 = \sqrt{a/b} = \sqrt{3(T_c - T)/T_c}$$

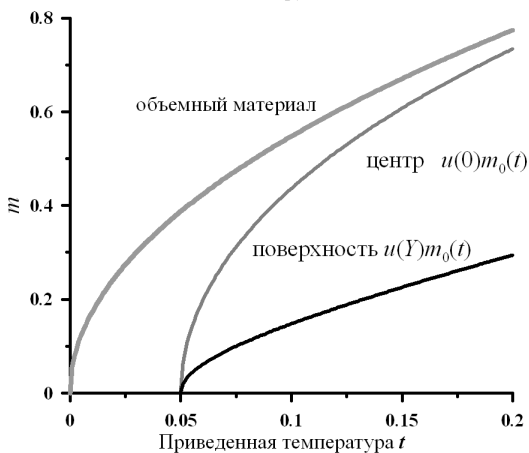


Рис. 4. Спонтанная намагниченность в объемном материале, в центре $u(0)m_0(t)$ и на поверхности $u(Y)m_0(t)$ для $N = 4$ в зависимости от приведенной температуры t .

Сферические наночастицы

Для сферы зависимость приведенной температуры перехода от числа слоев получена численным решением уравнения

$$\frac{d^2 u}{dy^2} + \frac{2}{y} \frac{du}{dy} + u - u^3 = 0. \quad (13)$$

Температура перехода для сферической частицы

$$t_0 = \frac{\pi^2 (N-1)^2}{2N^4}, \quad (14)$$

зависимость числа слоев от температуры

$$\tan N\sqrt{2t} = -\frac{N\sqrt{2t}}{N-1}, \quad (15)$$

где $N = \frac{R}{a_0}$ – число концентрических слоев (с центром $r = 0$), R – радиус сферы.

Зависимость t_0 от приведенного диаметра $2N$, рассчитанная из (14) и (15), показана на Рис. 5.

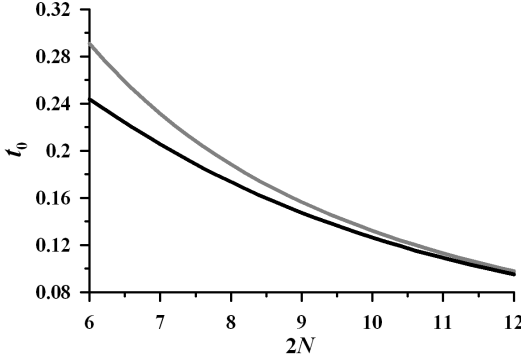


Рис. 5. Зависимость приведенной температуры t_0 точки перехода от приведенного диаметра $2N$. Верхняя кривая представляет точное численное решение (15), приближенное решение (14) представляет нижняя кривая.

Как и предполагалось, в этом случае фаза перехода начинается при значительно более низких температурах в сравнении со случаем пленки толщиной $2N$ слоев, диапазон точек Кюри в трехмерном случае (сфера) примерно в 3 раза меньше, чем для одномерного объекта (пленка). Объяснение этого очевидно – относительная доля поверхностных атомов для сферы существенно выше, чем для пленки.

Кубические наночастицы

На основе теории среднего поля проведены численные расчеты величины спонтанной намагниченности в кубических наночастицах для всего температурного интервала. Согласно теории среднего поля намагниченность спинов определяется уравнением Гамильтона для взаимодействующих магнитных

ионов в классическом приближении Гейзенберга $H = -\frac{1}{2} \sum_{i \neq j} J_{ij} \vec{S}_i \vec{S}_j$, где J_{ij}

– обменный интеграл, $\vec{S}_i, \vec{S}_j$ – спины атомов i, j . Пусть $\langle \vec{S}_i \rangle$ – усредненный по времени спин S_i . Приближение среднего поля означает, что мы пренебрегаем временной связью между спинами, тогда для статистической суммы можно записать (суммирование должно вестись по всем возможным конфигурациям):

$$Z = \exp\left(\frac{\sum_{i \neq j} J_{i,j} \langle \vec{S}_i \rangle \langle \vec{S}_j \rangle}{2kT}\right) \prod_{i=1}^N \sum_{m=-S_i}^{S_i} \exp\left(-\frac{m \sum_j J_{i,j} \langle \vec{S}_j \rangle}{kT}\right), \quad (16)$$

откуда выражение для свободной энергии

$$F = -kT \ln Z = \frac{1}{2} \sum_{i \neq j} J_{i,j} \langle \bar{S}_i \rangle \langle \bar{S}_j \rangle - kT \prod_{i=1}^N \ln \left(\sum_{m=-S_{ii}}^{S_i} \exp \frac{m \sum_j J_{i,j} \langle \bar{S}_j \rangle}{kT} \right) =$$

$$= \frac{1}{2} \sum_{i,j, i \neq j} J_{i,j} \langle \bar{S}_i \rangle \langle \bar{S}_j \rangle - kT \sum_{i \neq j} \ln \frac{\text{sh} \{ (2S_i + 1) \sum_j J_{i,j} \langle \bar{S}_j \rangle / 2kT \}}{\text{sh} \{ \sum_j J_{i,j} \langle \bar{S}_j \rangle / 2kT \}}. \quad (17)$$

Усредненные спины ионов могут быть найдены из условия минимума свободной энергии. Тогда мы получим следующий ряд уравнений

$$\frac{\partial F}{\partial \langle \bar{S}_j \rangle} = \sum_{i, i \neq j} J_{i,j} \{ \langle \bar{S}_i \rangle - (2S_i + 1) \text{cth} [(2S_i + 1) \sum_j \frac{J_{i,j} \langle \bar{S}_j \rangle}{kT}] -$$

$$- \text{cth} (\sum_j \frac{J_{i,j} \langle \bar{S}_j \rangle}{kT}) \} = 0, \quad (18)$$

или

$$\langle S_i \rangle = \frac{2S_i + 1}{2} \text{cth} [(2S_i + 1) \sum_j J_{i,j} \langle S_j \rangle / 2kT] - \frac{1}{2} \text{cth} (\sum_j J_{i,j} \langle S_j \rangle / 2kT). \quad (19)$$

Используя определение функции Бриллюэна

$B(x) = \frac{2S+1}{2S} \text{cth} \left(\frac{2S+1}{2S} x \right) - \frac{1}{2S} \text{cth} \left(\frac{x}{2S} \right)$ и введя нормированный средний спин $\sigma_i = \langle \bar{S}_i \rangle / S$, мы получим отсюда $\sigma_i = B_{S_i}(x_i)$, где

$$x_i = \sum_j \frac{J_{i,j} \sigma_j S_j^2}{kT}.$$

Для ферромагнетика при учете взаимодействия только ближайших соседних ионов и в приближении молекулярного поля температура Кюри и обменный

интеграл связаны соотношением $J = \frac{3kT_c}{2zS(S+1)}$, в результате мы получаем

систему нелинейных уравнений

$$\sigma_i = \frac{2S+1}{2S} \text{cth} \left(\frac{2S+1}{2S} \cdot \frac{3}{2z} \cdot \frac{S}{S+1} \cdot \frac{T_c}{T} \sum_i \sigma_i \right) - \frac{1}{2S} \text{cth} \left(\frac{1}{2S} \cdot \frac{3}{2z} \cdot \frac{S}{S+1} \cdot \frac{T_c}{T} \sum_i \sigma_i \right), \quad (20)$$

которые можно решить только численными методами. Численные расчеты проведены для случаев простой (ПКР), объемноцентрированной (ОЦК) и гранецентрированной (ГЦК) кубических решеток.

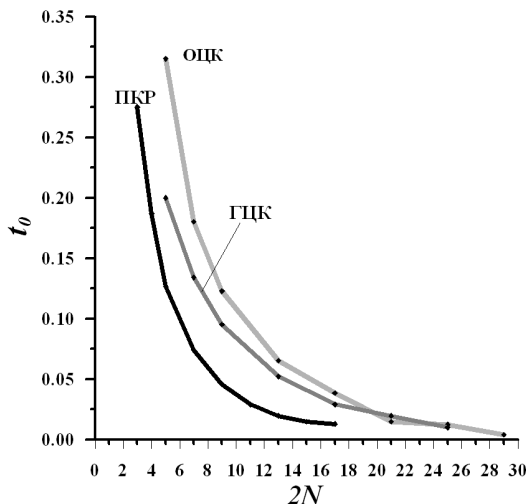


Рис. 6. Приведенная температура $t'_0 = T_c/T$ в зависимости от размера частицы (числа слоев $2N$) для разных типов кубических решеток (ПКР, ОЦК, ГЦК).

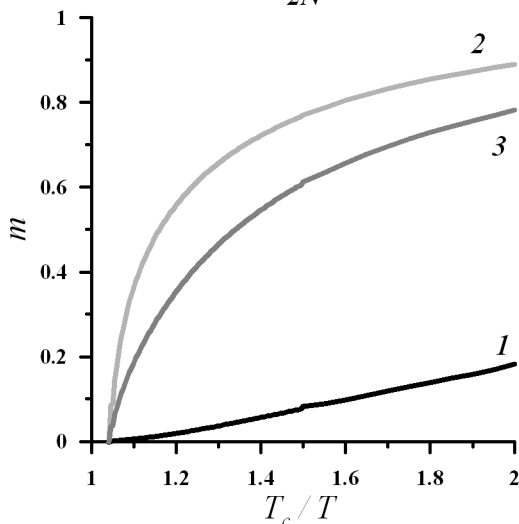


Рис. 7. Зависимость спонтанной намагниченности от температуры для ОЦК решетки (число слоев 17): 1 – вершина частицы, 2 – в центре частицы, 3 – суммарная намагниченность.

По результатам численных расчетов для объемно-центрированной кубической решетки дистанция от температуры Кюри при равном числе слоев в три раза больше, чем для одномерного случая (Рис. 6). Для типов решеток ГЦК и ПКР по сравнению со случаем ОЦК дистанция от температуры Кюри меньше, поскольку для ОЦК решетки доля оборванных обменных связей для поверхностных ионов гораздо выше, чем для ПКР и ГЦК решеток. Как и для одномерного случая, намагниченность на границе существенно ниже, чем в центре частицы (Рис. 7).

Выводы

- Результаты аналитических расчетов для нанопленок и численных расчетов для сферических и кубических наночастиц показали значительное уменьшение температуры Кюри (до 200°С для зерен размером до 1 нм).
- При повышении температуры величина намагниченности на поверхности зерна существенно ниже по сравнению с намагниченностью объемного материала m_0 , в то время как намагниченность в центре зерна может быть близка к m_0 .

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-00878.

1. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика: Учеб. пособ.: Для вузов. В 10 т. Т. VIII. Электродинамика сплошных сред. – 4-е изд., стереот.- М.: ФИЗМАТЛИТ, 2001.- 656с.
2. Булаевский Л.Н., Гинзбург В.Л. О температурной зависимости формы переходного слоя между доменами в ферромагнетиках и сегнетоэлектриках. ЖЭТФ. 1963. Т. 45. Вып. 3(9). С. 772-779.
3. Wang R.W., Mils D.L. Onset of long-range order in superlattices: Mean-field theory. Phys. Rev. B. 1992. V. 46. N 18. P. 11681-11687.
4. Nishimory H. Statistical Physics of Spin Glasses and Information Processing : An Introduction, Oxford Univ. Press (Oxford, 2001).

ПАЛЕОНАПРЯЖЁННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В МЕЛУ (ПО МЕЛОВЫМ ПОРОДАМ МОНГОЛИИ)

*В.В. Щербакова¹, Д.В. Коваленко²,
В.П. Щербаков¹, Г.В. Жидков¹ (grigor@borok.yar.ru)*

¹ГО «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок, Ярославская обл.;

²ИГЕМ РАН, Москва

Введение В связи с существованием суперхронов в современных моделях геодинамо и компиляциях данных по палеонапряжённости часто обсуждается возможность существования корреляции между величиной палеонапряжённости $H_{др}$ и частотой инверсий. Однако, недостаточно высокая плотность и особенно большой разброс имеющихся на сегодняшний день определений VDM не дают возможности однозначно установить эту корреляцию [1].

Очевидно, что получение новых достоверных значений $H_{др}$ и соответствующих им VDM, подкреплённых абсолютными определениями возраста и исследованием палеонаправлений, остаётся крайне актуальной задачей.

В данной работе представлены результаты определения палеонапряжённости образцов, отобранных из раннемеловых вулканогенных толщ Южно-Хангайской вулканической области Центрально-Азиатской внутриплитной вулканической провинции на территории Монголии в районе Гобийского Алтая на хребте Арц-Богд. Были опробованы 2 разреза – M1 и M2 [2], их возраст, согласно радиометрическим (K-Ar) определениям, 134-125 млн. лет. Разрезы сложены многочисленными базальтовыми потоками, чередующимися с единичными кремнистыми слоями. Из каждого потока и кремнистого слоя было отобрано по одному палеомагнитному образцу. Другая группа образцов отобрана из нескольких магматических экструзий, распространённых на довольно большой территории. Были опробованы шесть экструзий базанитов, четыре горизонтально залегающих лавовых потока базанитов и чередующиеся с ними в разрезе мергели. Из каждой экструзии и лавового потока отбиралось от двух до четырех образцов. В мергелях было опробовано 2 сайта (7 образцов). Все экструзии характеризуются близким составом и, по-видимому, формировались в близкое время. Их возраст оценивается в 110 млн. лет (K-Ar) [3].

Палеонаправления Каждый образец подвергался термочистке в печи, защищенной пермаллоевыми экранами, позволяющими компенсировать магнитное поле Земли до 10-15 нТл в интервале температур 20-680°C. Для большинства кубиков проводилось 12-16 нагревов. Измерение величины и направления остаточной намагниченности образцов проводилось на магнитометре JR-4. По данным термочистки для каждого кубика строились диаграммы Зийдервельда [4], проводился компонентный анализ намагниченности [5] и анализ распределения выделенных компонент естественной остаточной намагниченности на сфере [6].

Направления выделенных компонент намагниченности образцов анализировались на сфере в современной (ССК) и древней (ДСК) системах координат для каждого тектонического блока отдельно, а также совместно по всем опробованным блокам из каждого разреза исследованных комплексов пород [6].

Компонентный состав вектора *NRM* у исследованных образцов достаточно простой. На диаграммах Зийдервельда прослеживается вторичная низкотемпературная компонента. У основной массы образцов она разрушается нагревами до (150-200) °C и у отдельных образцов – нагревами до 430°C. Характеристическая (ChRM) компонента *NRM*, по которой проводилось определение палеонаправлений, вполне уверенно выделяется, начиная от температур (200-250)°C, и сохраняет свое направление до (620-660)°C, т.е. до полного разрушения *NRM* образцов. ChRM компоненты формируют отчетливые группы как в пределах отдельных экструзий (за исключением одной), лаво-

вых потоков базанитов и одном сайте осадков, так и по всем опробованным телам.

В Табл. 1 приведены полученные нами основные палеомагнитные характеристики изученных коллекций образцов. Применить тест складки не представляется возможным, так как породы хребта Арц-Богд практически не деформированы. Но в работе Ван Хинсбергена [7], в которой были исследованы эти же толщи на более обширной территории, первичность высокотемпературных компонент намагниченности была надежно обоснована тестами обращения и складки. Сравнение полученных новых данных с уже известными по литературе показывает, что определённые нами палеомагнитные полюса совпадают с одновозрастными полюсами для Евразии [2; 3].

Таблица 1. Палеомагнитные характеристики изученных коллекций

Геологические блоки и компоненты намагни- ченности	N	D _c ,°	I _c ,°	K _c ,°	α _c ,°	D _д ,°	I _д ,°	K _д ,°	α _д ,°
Районы Гобийского Алтая									
<i>Внутриплитный магматический комплекс, возраст 110 млн. лет</i>									
Среднее по всем телам	12	6	68	24	8,0	6	68	24	8,0
<i>Внутриплитный магматический комплекс, возраст 134-125 млн. лет</i>									
M1 базальты	13	20	67	17	9,7	23	71	16	9,5
M1 базальты и кремни	19	21	64	17	8,0	24	64	17	8,0
M2 базальты	17	1	64	19	8,0	359	68	19	8,0

Примечания: N – число векторов, участвующих в расчетах; D – склонение намагниченности; I – наклонение намагниченности; K – кучность; α – угол доверия. Буквы с и д обозначают современную (ССК) и древнюю (ДСК) системы координат, соответственно.

Магнитная минералогия Идентификация магнитных минералов в образцах была выполнена, главным образом, путём анализа термокривых $M_{si}(T)$, записанных при нагревах до последовательно возрастающих температур $T_i = \{200, 300, 400, 500, 600, 700\}^\circ\text{C}$ во внешнем магнитном поле 450 мТл. В целом, образцы разбиваются на две группы. Первая группа включает в себя большую часть образцов (~65%), использованных для оценки $H_{др}$, и представлена практически стабильными к нагреву ферромагнетиками магнетит-магнетитового ряда. Образцы такого рода являются идеальными для экспериментов по методике Телье, позволяя использовать диаграммы Араи-Нагата практически по всей температурной области, вплоть до T_c , за возможным исключением низкотемпературной части $T < 200^\circ\text{C}$, где может быть приобретена вторичная вязкая намагниченность.

Образцы второй группы проявляют высокую стабильность к нагревам только до температур (350-400) $^\circ\text{C}$, но при нагревах до более высоких температур в них обнаруживаются значительные изменения. Поэтому, при анализе результатов экспериментов Телье по образцам второй группы, испытывавшим процессы однофазного и/или гетерофазного окислений, необходимо было соблюдать осторожность, помня, что область температур, где образцы остаются стабильными к нагревам, ограничена сверху приблизительно температурой

(400-450)°С. Исходя из этих соображений, определения палеонапряжённости по этим образцам проводилось в относительно низкотемпературном интервале от (20-200)°С до (350-500)°С, исходя из конкретной оценки по каждому образцу степени химических изменений при лабораторных нагревах. Высокотемпературный интервал, который с большой вероятностью мог быть затронут процессами окисления, опускался из рассмотрения.

При оценке доменной структуры по характеристическим параметрам M_{rs}/M_s , H_{cr}/H_c исходят из того, что их значения для магнетита существенно различаются у однодоменных (ОД) и многодоменных (МД) зерен: у ОД – $M_{rs}/M_s \geq 0,5$; $H_{cr}/H_c \approx 1$ и у МД: $M_{rs}/M_s \leq 0,05$; $H_{cr}/H_c \geq 4$. Параметры промежуточных значений характеризуют псевдооднодоменные (ПОД) зерна. Для образцов, по которым были выполнены определения $H_{др}$, соответствующие величины меняются в следующих пределах: для коллекции 110 млн. лет $1,85 < H_{cr}/H_c < 2,38$; $0,1 < M_{rs}/M_s < 0,49$; и для коллекции 134-125 млн. лет $1,82 < H_{cr}/H_c < 3$; $0,28 < M_{rs}/M_s < 0,48$. Такие значения характеристических параметров говорят в пользу того, что ферримагнитные зёрна отобранных образцов по своему размеру являются однодоменными или малыми псевдооднодоменными. Заметим, что это обстоятельство повышает надёжность получаемых оценок $H_{др}$.

Определение палеонапряжённости Все образцы полученных коллекций участвовали в экспериментах по определению $H_{др}$. Основным методом определения палеонапряжённости была процедура Телье-Коэ [8] с применением проверочных измерений $pTRM$ (процедура « $pTRM$ -check»). В целом, каждый эксперимент Телье включал в себя (15÷20) температурных шагов-нагревов и (5÷8) « $pTRM$ -check». После каждых двух нагревов измерялась магнитная восприимчивость.

По результатам измерений процедуры Телье строились диаграммы Арай-Нагата и Зийдервельда (в координатах образца). Последнее обстоятельство помогало при последующем анализе правильно выбирать температурный интервал (T_1, T_2) для оценки величины $H_{др}$ и проводить селекцию данных.

В дополнение к процедуре Телье, для экспресс-оценки величины $H_{др}$ использовался также метод Вилсона-Буракова [9], по которому оценивается подобие двух термокривых – $NRM(T)$ и $TRM(T)$, получаемых при двух последовательных нагревах образца до температуры Кюри T_c . Чтобы легче сравнивать кривые между собой, файл значений $TRM(T)$ умножается на подобранный коэффициент κ^* так, чтобы новая кривая $TRM^*(T)$ была максимально близка к $NRM(T)$ (если это возможно). Сам факт подобия кривых $NRM(T)$ и $TRM^*(T)$ служит существенным доводом в пользу того, что NRM является термоостаточной по своей природе. Кроме того, если выделяется температурный интервал (T_1^*, T_2^*), ($T_1^* > T_2^*$), где обе кривые совпадают, то по нему делается экспресс-оценка величины поля: $H_{др}^* = \kappa^* \times H_{лаб}$. Близость значения $H_{др}$, полученного для этого образца по методу Телье, с $H_{др}^*$ повышает достоверность определений величины палеонапряжённости.

Результаты Удовлетворительные по качеству и статистике определения $H_{др}$ получены на породах 7 штуфов (из 23) коллекции возрастом 110 млн. лет и 25 штуфов (из 52) возрастом 130 млн. лет. У основной массы образцов не происходит заметных химических изменений вплоть до (560-580) °C – в широком температурном интервале положение « $pTRM$ -check» точек очень близко к точкам первичных $pTRM$, что говорит в пользу надежности определений $H_{др}$ по этим образцам.

Обсуждение результатов Полученные значения $H_{др}$ по каждому из объектов M1 и M2 распадаются на две группы. В одной группе они меняются в пределах (29-51) мкТл, что меньше или порядка современного поля, в другой – в пределах (63–129) мкТл, что заметно выше современного поля. Осреднённые значения палеонаклонения $I_{др}$ у объектов M1 и M2 несколько различаются, будучи равными 71° и 68°, соответственно (Табл. 1). Поэтому для расчёта VDM сначала были посчитаны средние значения $H_{др}$ по каждой группе отдельно по коллекциям M1 и M2, а после этого для каждой группы были рассчитаны средние VDM по известной формуле

$$VDM = (1/2)H_{др}r^3\sqrt{1+3\sin^2 I_{др}} \times 10^7 \text{ (Am}^2\text{)} \quad (1)$$

Здесь r – радиус Земли.

Сводка полученных нами определений $H_{др}$ и VDM представлена в Табл. 2. Для коллекции возраста 110 млн. лет, находящейся внутри суперхрона, среднее значение VDM получилось близким по величине современному значению. Для коллекций возрастом (134-125) млн. лет, по времени предвещающей появление суперхрона, получены четыре значения, – как ниже, так и выше современной величины VDM. Как отмечалось выше, разрезы M1 и M2 сложены многочисленными базальтовыми потоками, чередующимися с единичными кремнистыми слоями, так что разница в возрасте потоков, принадлежащих разрезам M1 и M2, может быть значительной даже по геологическим масштабам времени. Соответственно, отмеченная разница в средних величинах VDM для разрезов M1 и M2 легко объяснима вариациями геомагнитного поля в период 134-125 млн. лет.

Таблица 2. Сводка полученных средних значений палеонапряжённости $H_{др}$, палеонаклонения $I_{др}$, VDM и стандартных отклонений $\sigma(H_{др})$ и $\sigma(VDM)$. N/n – число штуфов / число кубиков, использованных при оценке $H_{др}$.

Объект	Возраст, млн. лет	N/n	$H_{др}$, мкТл	$\sigma(H_{др})$, мкТл	$I_{др}$, °	VDM, $\times 10^{22} \text{ Am}^2$	$\sigma(VDM)$, $\times 10^{22} \text{ Am}^2$
Базальтовые тела	110	7/14	50,1	9,3	68	7,7	1,4
M1-а	130	8/12	35,6	6,6	71	5,3	0,8
M2-а	130	3/4	41,7	8,9	68	6,4	1,4
M1-б	130	5/14	114,2	12,9	71	17,0	1,9
M2-б	130	6/8	85,8	13,6	68	13,2	2,1

На Рис. 1 показаны все значения VDM в мелу, представленные в мировой базе данных (МБД) и полученные по методу Телье. Наши новые определения отмечены на нём крестиками.

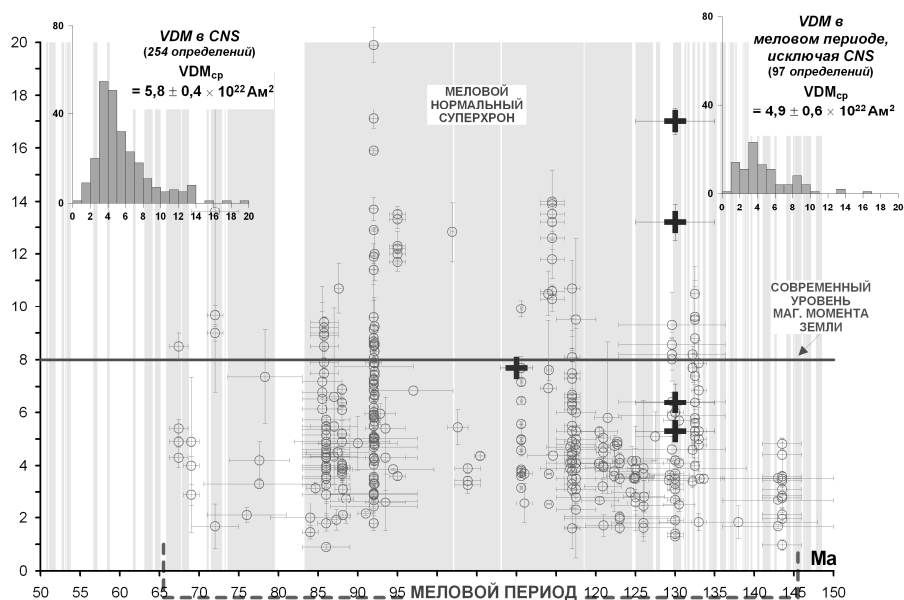


Рис. 1. Сводка определений VDM для мела (145,5 – 65,5 млн. лет), полученных только методом Телье, — см. «Обсуждение результатов, вариант (а)». **+** — данные этой работы; **○** — данные других работ по мелу из МБД <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html>.

Переходя к анализу поведения палеополя в мелу в целом, на основе данных, представленных на текущий момент в МБД <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html> и включая полученные здесь данные по Монголии, нами были рассчитаны средние значения VDM в мелу, с выделением суперхрона как особого отрезка времени. Последнее делалось для тестирования гипотезы о существовании возможной корреляции между величиной VDM и частотой инверсий. Действительно, поведение поля в мелу за пределами суперхрона характеризуется присутствием многочисленных инверсий (частота инверсий $\approx 1,7$ на один млн. лет), в то время как в суперхроне они отсутствуют (или их очень мало). Поэтому сравнение средних величин VDM и их дисперсий по периодам, которые резко различаются между собой частотой инверсий, может дать доводы в пользу присутствия или отсутствия корреляции между поведением палеонапряжённости и частотой инверсий. С этой целью нами были рассчитаны средние VDM и их дисперсии по всему мелу (145,5-65,6 млн. лет), отдельно по суперхрону (121-83 млн. лет) и отдельно по периоду «мел, исключая суперхрон». В дополнение к этим расчётам, для сравнения был взят миоцен (23,0-5,3 млн. лет), который характери-

зуется высокой частотой инверсий $\approx 4,6$ на один млн. лет, то есть в миоцене в среднем они происходили $\approx$ каждые 217 тыс. лет.

Расчёты делались в трёх вариантах:

а) учитывались значения VDM, полученные только методом Телье.

б) вариант(а) + требование внутренней сходимости результатов: в расчёт принимались лишь те определения VDM, для расчёта которых было использовано не меньше трёх образцов и ошибка определения VDM не превышала 15%.

в) вариант(б) + присутствие процедуры «check-points».

Результаты расчётов представлены в Табл. 3, где N обозначает число использованных определений, σ – дисперсия величин VDM. N(a), VDM(a), $\sigma(a)$; N(b), VDM(b), $\sigma(b)$; N(v), VDM(v), $\sigma(v)$ относятся к расчётам, выполненным согласно вышеописанным пунктам а), б) и в). Численные значения VDM и дисперсии даны в единицах 10^{22} Ам^2 .

Из Табл. 3 видно, что уже при анализе данных, полученных только методом Телье (третья колонка), просматривается определённая разница в средних значениях VDM внутри суперхрона (где инверсий практически не было), и за его пределами в мелу и в миоцене (где инверсии были достаточно частыми): в суперхроне величина VDM несколько выше. Но, поскольку эта разница лежит в пределах ошибок, то она статистически незначима, так что по результатам, полученным при такой выборке данных из МБД, нельзя делать определённые выводы. Однако разница в средних значениях VDM становится вполне значимой при более строгом отборе результатов, т.е. когда отбираются определения VDM согласно пунктам б) и особенно в).

Таблица 3. Расчёт средних значений VDM для разных временных периодов (по данным, представленным в МБД «<http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html>» и полученным данным по Монголии) с учётом разных критериев надёжности данных (см. «Обсуждение результатов»).

Период	N(a)	VDM(a), $\times 10^{22} \text{ Ам}^2$	$\sigma(a)$	N(b)	VDM(b), $\times 10^{22} \text{ Ам}^2$	$\sigma(b)$	N(v)	VDM(v), $\times 10^{22} \text{ Ам}^2$	$\sigma(v)$
Мел	352	$5,5 \pm 0,3$	3,0	238	$5,9 \pm 0,4$	3,3	182	$6,3 \pm 0,5$	3,5
Суперхрон CNS	255	$5,8 \pm 0,4$	3,1	169	$6,2 \pm 0,5$	3,3	131	$6,6 \pm 0,6$	3,5
Мел, исключая CNS	97	$4,9 \pm 0,6$	2,9	69	$4,9 \pm 0,7$	3,0	51	$5,6 \pm 0,9$	3,2
Миоцен	251	$5,3 \pm 0,4$	3,5	97	$4,8 \pm 0,4$	2,2	72	$5,0 \pm 0,6$	2,5

Таким образом, анализ доступных данных свидетельствует скорее в пользу гипотезы о наличии обратной корреляции между величиной палеополя и частотой инверсий, нежели об её отсутствии. Эта тенденция становится более яркой при жёстком отборе данных, т.е. при анализе более надёжных с современной точки зрения определений VDM, что лишний раз указывает на важность получения таких определений.

Как следует из Табл. 3, одновременно с ростом средних значений заметно возрастает и дисперсия величин VDM, то есть прослеживается положительная корреляция между средним значением VDM и её дисперсией. Эта ситуа-

ция несколько необычна, поскольку, например, при нормальном распределении, которое часто используется в приложениях, прямая связь между средним значением величины и её дисперсией отсутствует. Отмеченное выше обстоятельство о прослеживаемой положительной корреляции между средними значениями VDM и дисперсией его величин ставит вопрос о том, что же на самом деле является первичным – рост средних значений или же рост дисперсии.

Для решения этого вопроса полезно обратиться к гистограммам величин VDM для рассмотренных периодов (Рис. 2). Прежде всего, отметим, что на всех гистограммах наблюдается заметный «хвост» наблюденных VDM в сторону больших величин. При этом, как видно из сравнения гистограмм для CNS, «мела, исключая CNS» и миоцена, пики распределений VDM достаточно близки, так что разница в распределениях состоит, в основном, в большем или меньшем разбросе данных в сторону больших значений VDM, которые и формируют дисперсию. Этот факт может быть интерпретирован так, что первичной является корреляция между величиной дисперсии VDM и частотой инверсий, а видимая корреляция между величиной VDM и частотой инверсий отражает лишь рост числа высоких значений VDM в суперхроне.

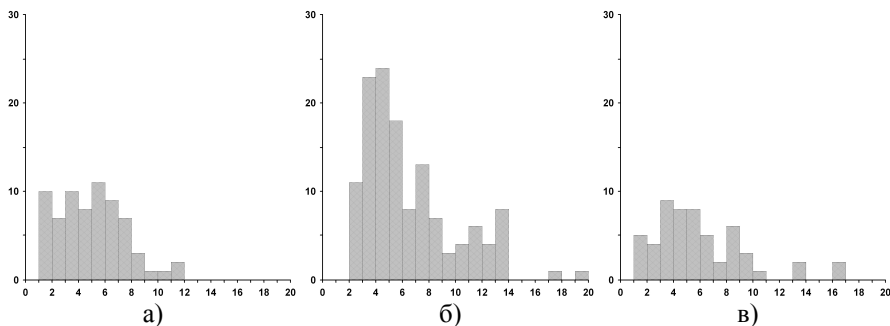


Рис. 2. Гистограммы распределения значений VDM для трёх периодов: а) миоцена, б) мелового суперхрона CNS и в) мелового периода, исключая суперхрон CNS. Выборка данных из МБД «<http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html>» сделана согласно варианту «с».

Заключение Получены новые данные по палеонапряжённости, удовлетворяющие современным требованиям надёжности, для меловых пород Монголии (Табл. 2).

Результаты анализа показали, что в меловом суперхроне CNS, при отсутствии инверсий, среднее значение VDM выше, чем в периоды, когда наблюдаются частые инверсии, – в мелу за пределами суперхрона и в миоцене. Имеется также значимая обратная корреляция между дисперсией величины VDM и частотой инверсий. Полученные результаты анализа свидетельствуют в пользу гипотезы о наличии обратной корреляции между средним значением VDM и/или дисперсией величин VDM и частотой инверсий.

Однако, следует оговориться, что возможна и другая интерпретация полученных здесь статистических оценок, в связи с тем, что для миоцена и периода «мел, исключая суперхрон» имеется меньше данных, чем для CNS. Вполне возможно, что по мере поступления новых определений, картина распределения VDM может измениться. Иначе говоря, при данном объеме существующего блока данных по VDM нельзя отвергать возможности того, что корреляция между величиной VDM и/ или её дисперсией и частотой инверсий есть просто артефакт.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-00878.

1. Щербаков В.В., Сычева Н.К., Щербакова В.В. Эволюция величины магнитного момента Земли в геологическом прошлом // Геофизические исследования. 2008. Т.9. №2. С. 7–24
2. Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Соловьев А.В. Миграция центров вулканизма Южно-Хангайской горячей точки по палеомагнитным данным // Геотектоника, 1997, N3, 66-73.
3. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских геологических комплексов Монголии. Геология и геофизика. 2010. N4.
4. Zijdeveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in palaeomagnetism. Ed. Collinson D.W., Creer K.M. Amsterdam, a. o., Elsevier Publ. Co., 1967, p.254-286.
5. Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. R. Astron. Soc., 1980, v.62, p.699-718.
6. Палеомагнитология / Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Коммисарова Р.А. и др. Л.: Недра. 1982. 321 с.
7. Van Hinsbergen D., Straathof G.B., Kuiper K.F., Cunningham W.D., Wijbrans J. No vertical axis rotation during neogen transpressional orogeny in the NE Gobi Altai: coinciding Mongolian and Eurasian early cretaceous apparent polar paths // Geophys. J. Int., 2008, N173, p.105-126.
8. Coe R.S. The determination of paleointensities of the Earth's magnetic field with special emphasize on mechanisms which could cause nonideal behavior in Thelliers method // J. Geomagn. Geoelectr. 1967. V.19. PP.157 - 179.
9. Бураков К.С. Метод определения напряжённости геомагнитного поля по кривым терморазмагничивания I_n и I_{rt} // Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизму горных пород и палеомагнетизму. Баку. 1973. Ч.2 С.56-57.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЁННОСТИ ПО СИБИРСКИМ ТРАППАМ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

*В.В. Щербакова¹, В.П. Щербаков¹,
Г.В. Жидков¹ (grigor@borok.yar.ru),
А.В. Латышев² (anton.latyshev@gmail.com)*

¹ГО «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок, Ярославская обл.;

²ИФЗ РАН, Москва

Введение Сибирские траппы являются носителями богатейшей палеомагнитной информации. Процесс их формирования происходил около 250 млн. лет назад и связан с быстрым излиянием огромного количества вулканического материала. При условии хорошей сохранности первичной естественной остаточной намагниченности (ЕОН) этих изверженных пород, высокая скорость формирования траппов создает предпосылки для получения развернутой записи поведения основных элементов геомагнитного поля (па-

леонаправлений и палеонапряжённости). 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 [1]. Значительное число исследователей [см. напр. 2] связывают это катастрофическое событие с происходившим практически в это же время формированием Сибирских траппов.

Но если бы пермо-триасовые вулканические породы Сибирской трапповой провинции изливались равномерно, то, принимая во внимание имеющиеся оценки их объема ($2\text{--}5\text{ млн км}^3$) и длительности (~ 1 млн. лет), средняя скорость их извержения должна была бы составлять $2\text{--}5\text{ км}^3/\text{год}$. 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 [3; 4]. Другими словами, такая скорость излияния представляется совершенно недостаточной, чтобы вызвать катастрофические изменения климата и биосферы.

В настоящее время выдвинута гипотеза, что извержения траппов происходили пульсами, в течение относительно коротких промежутков времени. Иначе говоря, огромные объёмы лавовой массы изливались внутри значительно более узких временных рамок, чем те, которые реально позволяют усатанавливать современные изотопные методы.

Магнитное поле в геологическом масштабе времени изменяется достаточно быстро. По современным оценкам [5], изменение направления геомагнитного поля происходит в среднем со скоростью 2° за столетие и больше. В рамках гипотезы пульсов принимаются оценки, что каждый вулканический пульс формировался в течение 300–400 лет или меньше, а каждый единичный поток отвечает временному интервалу меньше 10–100 лет [6]. Далее высказывается предположение, что направления вектора *ЕОН* могут быть статистически неразличимыми у потоков, излившихся в течение одного пульса, и разными у потоков разных пульсов. Кроме того, *ЕОН* потоков из разных пульсов может различаться и по своей величине.

Результаты последних исследований траппов Декана [7] как будто указывают на справедливость этой гипотезы. Тогда изучение траппов палеомагнитными методами даёт возможность оценить вековые вариации палеонаправлений и палеонапряжённости – этих важнейших характеристик земного поля, исследовать их палеоширотную зависимость.

Описание объекта исследований Вплоть до последнего времени палеомагнитные исследования сибирских траппов проводились, главным образом, в пределах Норильской трапповой провинции. Вторая основная область распространения пермо-триасовых траппов Сибири – Маймеч-Котуйская – оставалась мало изученной. Мощный Маймеч-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 [8]. Согласно этим результатам, возраст и длительность накопления маймеча-котуйских вулканических свит ограничены двумя датировками: $251,7 \pm 0,4$ и $251,0 \pm 0,3$ млн. лет.

В настоящее время запланировано и ведётся подробное изучение пород Маймеча-Котуйского траппового разреза. Силами сотрудников лаборатории Главного геомагнитного поля ИФЗ РАН и геологического факультета МГУ сделан подробный отбор коллекции пород Арыджангской и Онкучакской свит этого разреза. Выполнены подробные исследования магнитных свойств и палеомагнитных направлений *ЕОН* отобранных образцов. Полученные результаты позволяют выделить несколько пульсов [9].

Часть коллекции (39 образцов из 10 потоков Онкучакской свиты) была передана в ГО «Борок» для определения палеонапряжённости $H_{др}$. Ниже коротко излагаются результаты этих работ. Подробное описание комплекса экспериментов и обработки результатов, обычно выполняемого при этом в нашей лаборатории, дано в статье [10].

Описание эксперимента Штуфы распиливались на 1-см кубики, с которыми велась последующая работа. Для оценки температурной стабильности магнитных свойств пород и их температур Кюри T_C записывались серии кривых намагниченности насыщения $M_{si}(T)$ при нагревах до возрастающих температур $T_i = \{200, 300, 400, 500, 600, 700\}^\circ\text{C}$, нагревы выполнялись во внешнем магнитном поле 450 мТл на магнитных весах конструкции Виноградова Ю.К.

По термомагнитным свойствам изученные образцы распадаются на две группы. Большая часть из них (34 шт.) имеют низкие температуры Кюри – $(350-400)^\circ\text{C}$. При последовательных нагревах в области низких температур $(100-150-200-300)^\circ\text{C}$ M_s этих образцов остаётся практически неизменной. Но при последующих нагревах – $(350-400$ и выше) $^\circ\text{C}$ – в этих породах происходят явные химические изменения: по величине M_s сначала падает, потом растёт, что указывает на то, что появляются новые ферримагнетики с более высокой T_C .

Типичные кривые $M_{si}(T)$, диаграммы Араи-Нагата и Зийдервельда для этой группы образцов показаны на Рис. 1а, 1б, 1в (образец 179). Химические изменения, которые у этого образца прослеживаются по кривым $M_{si}(T)$, отражаются и на диаграммах Араи-Нагата. Так, на Рис. 1б видно, что, после нагрева образца до $360-380^\circ\text{C}$ и проверочного нагрева до 300°C , полученная «check-point» 340°C заметно сдвинулась влево от первичной точки. Это означает, что в интервале $(340-380)^\circ\text{C}$ в породе произошли химические измене-

ния, в результате которых вновь созданная $pTRM-check(340-T_0)$ по величине заметно меньше первичной $pTRM(340-T_0)$.

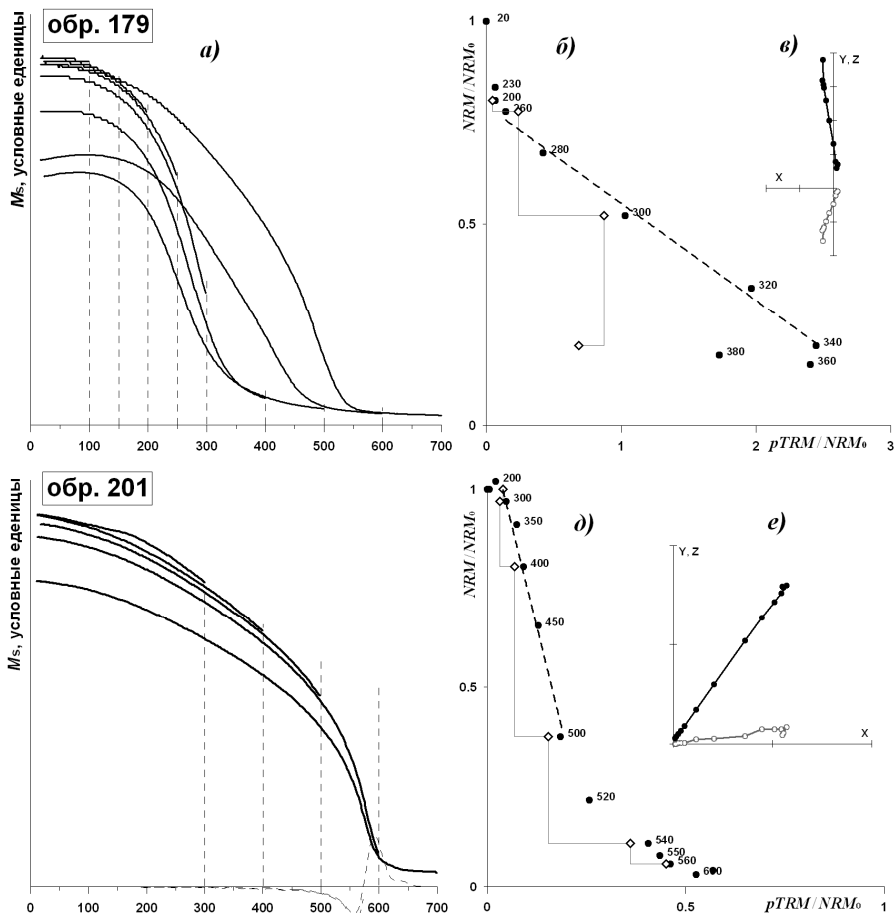


Рис. 1. Термокривые $M_{si}(T)$ (а, г), диаграммы Араи-Нагата (б, д), диаграммы Зийдервельда (в, е).

Поэтому при анализе результатов экспериментов Телье по образцам этой группы, испытывавшим процессы однофазного и/или гетерофазного окислений, необходимо было соблюдать осторожность, помня, что область температур, где образцы остаются стабильными к нагревам, ограничена сверху температурой порядка 350-400°C. Исходя из этих соображений, определения палеонапряжённости по этой группе пород проводилось в относительно низкотемпературном интервале: от (20-200)°C до (350-400)°C, исходя из конкретной оценки по каждому образцу степени химических изменений при лабораторных нагревах. Высокотемпературный интервал, который с большой вероят-

ностью мог быть затронут процессами окисления, опускался из рассмотрения.

Пять образцов (№№ 199, 201, 202, 203, 205) потока 21-1 стоят особняком: кривые $M_{si}(T)$ у них выпуклые по форме, мало меняются от нагрева к нагреву вплоть до 500°C, $T_c \sim 560-570^\circ\text{C}$, т.е. близка к магнетитовой. Определения палеонапряжённости на этих образцах проводились в широком температурном интервале (200-500-520)°C (Рис. 1г, 1д, 1е).

При комнатной температуре T_0 на всех образцах снимались петли гистерезиса индуктивной намагниченности $M(H)$ и остаточной намагниченности насыщения $M_{rs}(H)$, создававшихся во внешнем магнитном поле $H \sim 0,45$ Т. После введения поправки на парамагнитную составляющую по петлям определялись магнитные параметры образцов – M_s , M_{rs} , коэрцитивная сила H_c и остаточная коэрцитивная сила H_{cr} . По ним рассчитывались характеристические параметры M_{rs}/M_s , H_{cr}/H_c , которые позволяют оценить доменную структуру зёрен – носителей остаточной намагниченности, и строилась диаграмма Дзя [11]: M_{rs}/M_s против H_{cr}/H_c .

Характеристические параметры M_{rs}/M_s , H_{cr}/H_c исследованных пород меняются в пределах (0,11-0,47) и (1,4-2,68), соответственно, что указывает на смесь одно- и псевдооднодоменных размеров зёрен – носителей EOH .

Все 39 образцов полученной коллекции участвовали в экспериментах по определению $H_{др}$ по методу Телье-Коз с выполнением процедуры проверочных нагревов («check-points»). Для повышения статистики в опытах использовались несколько кубиков, выпиленных из одного штуфа, данные по ним рассматривались как независимые. Нагревы проводились в маленькой печи и на трёхкомпонентном терромагнитометре, причём, в последнем случае, при выполнении процедуры «check-points» проводился ещё один нагрев до той же температуры в нулевом поле, что позволяло оценить величину «хвостов» $pTRM$. Анализ показал, что данные для образцов одного номера с двух разных приборов близки по величине.

Результаты Удовлетворительные определения $H_{др}$ получены на 15 образцах (с учётом дублей – на 28) из 4 разных потоков (18, 19, 20, 21/1). Из потока 19 использован только один образец, по другим – 4-5, с учётом дублей по каждому из этих потоков получено 8-10 определений (см. Табл. 1). Ввиду низкой статистики – одно определение – по потоку 19, при расчёте среднего значения $H_{др}$ потоки 19 и 20 были объединены.

Результаты определений $H_{др}$ распадаются на 2 группы. По трём потокам (18, 19, 20) получены довольно низкие значения поля: среднее по потоку №18 – 25,5 мкТл и по потокам 19 и 20 – 11,6 мкТл (Табл. 2). В пределах потока 21/1 по четырём из 5 штуфов (по 8 дублям) получено высокое значение $H_{др}$, среднее = 111,2 мкТл, и по одному образцу (№205) $H_{др} = 45,8$ мкТл. Как отмечалось выше, все 5 образцов этого потока отличаются от остальных из этой коллекции своими магнитными свойствами, а именно высокой устойчивостью к нагревам вплоть до 500°C и температурой Кюри, близкой к магнети-

товой. Но по этому потоку мы получили 2 значения $H_{др}$, которые различаются между собой почти в 3 раза. Поскольку одно из них, более низкое, получено всего по одному кубику, мы его исключили при расчёте VDM по этому потоку.

Таблица 1. Сводка полученных результатов определения $H_{др}$.

Образец	$H_{лаб}$, мкТл	T_1-T_2 , °C	N	g	Q	f	k	$\sigma(k)$	$H_{др}$, мкТл	$\sigma(H_{др})$, мкТл
<i>Поток 18 №177-187</i>										
178 (JR6)	20	180-330	10	0,85	5,7	0,47	1,32	0,09	26,4	1,8
179	50	200-280	4	0,48	3,2	0,25	0,50	0,02	25,0	0,9
179 (JR6)	20	150-330	10	0,84	6,8	0,56	1,50	0,11	30,0	2,1
179-1 (JR6)	20	100-300	6	0,65	15,6	0,38	1,06	0,02	21,1	0,3
181	50	150-260	4	0,57	5,9	0,18	0,91	0,02	45,4	0,8
181 (JR6)	20	200-310	8	0,80	5,2	0,58	0,93	0,08	18,6	1,6
181-1 (JR6)	20	200-300	5	0,71	6,6	0,56	0,81	0,05	16,2	1,0
183 (JR6)	20	180-290	7	0,67	5,1	0,52	0,57	0,04	11,3	0,8
186	20	200-300	5	0,63	0,7	0,23	1,23	0,27	24,6	5,4
186 (JR6)	20	100-290	9	0,77	2,5	0,41	1,82	0,23	36,4	4,5
<i>Поток 19 №188-198</i>										
198-1 (JR6)	20	100-260	4	0,67	3,3	0,47	0,44	0,04	8,9	0,8
<i>Поток 20 №209-218</i>										
209	50	200-340	7	0,72	8,8	0,71	0,25	0,02	12,5	0,7
209 (JR6)	20	200-300	7	0,72	3,5	0,37	1,00	0,08	20,0	1,5
210	20	250-320	7	0,73	17,1	0,60	0,27	0,01	5,3	0,1
210 (JR6)	20	210-300	6	0,72	5,7	0,44	0,46	0,03	9,1	0,5
210-1 (JR6)	20	230-320	5	0,67	5,4	0,58	0,31	0,02	6,2	0,4
211 (JR6)	20	200-300	7	0,70	9,1	0,40	0,84	0,03	16,9	0,5
211-1 (JR6)	20	230-340	6	0,73	8,9	0,62	0,74	0,04	14,7	0,8
215	20	220-340	5	0,65	15,1	0,86	0,46	0,02	9,1	0,3
215 (JR6)	20	200-310	9	0,82	10,7	0,58	0,66	0,03	13,1	0,6
<i>Поток 21-1 №199-208</i>										
199	50	200-500	7	0,81	5,4	0,69	3,23	0,33	161,6	16,5
199 (JR6)	20	200-500	6	0,77	3,0	0,77	5,36	1,04	107,2	20,7
201	50	200-520	8	0,82	8,3	0,63	2,28	0,14	114,1	7,2
201 (JR6)	20	200-500	6	0,72	5,6	0,64	4,11	0,34	82,2	6,8
202	50	200-500	7	0,81	6,2	0,64	2,28	0,19	113,9	9,5
202 (JR6)	20	300-500	5	0,73	3,2	0,64	4,84	0,70	96,8	14,1
203	50	200-520	8	0,85	10,6	0,66	2,37	0,12	118,4	6,2
203 (JR6)	20	200-500	5	0,74	6,6	0,73	4,77	0,39	95,3	7,8
205 (JR6)	20	100-390	19	0,92	4,6	0,56	2,39	0,27	47,8	5,4

Таблица 2. Сводка полученных средних значений палеонапряжённости $H_{др}$, палеонаклонения $I_{др}$, VDM и стандартных отклонений $\sigma(H_{др})$ и $\sigma(VDM)$.

Пульс/поток	$N_0/N_1/n$	$H_{др,ср}$ мкТл	SE, мкТл	$\sigma(H_{др})$, мкТл	$I_{др},^\circ$	VDM _{ср} , $\times 10^{22} \text{ Ам}^2$	SE, $\times 10^{22} \text{ Ам}^2$	$\sigma(VDM)$, $\times 10^{22} \text{ Ам}^2$
<i>Пульс 12</i>								
поток 18	4/4/10	25,5	3,2	10,0	-70,9	3,8	0,5	1,5
поток 19-20	5/5/10	11,6	1,5	4,7		1,7	0,2	1,0
поток 21-1	5/5/8	111,2	8,4	23,7		16,5	1,3	3,5

Примечания: $N_0/N_1/n$ – число штуфов/кубиков/дублей, использованных при оценке $H_{др}$; SE – стандартная ошибка среднего.

Для расчёта среднего VDM по потокам использовались средние значения палеонаклонения для соответствующих потоков, полученные ранее московской группой палеомагнитологов (статья в печати), результаты представлены в Табл. 2.

Обсуждение результатов Как отмечалось во Введении, по гипотезе пульсов предполагается, что потоки, изверженные в течение одного пульса, имеют близкие значения палеонаправлений и палеонапряжённости. В этой связи важно отметить, что группа потоков 18-21/1 по палеомагнитным данным имеет одно и то же палеонаклонение (-70,9°), т.е., по предположению московских исследователей, может быть отнесена к одному пульсу. К сожалению, полученные нами средние значения $H_{др}$ по этим потокам не укладываются в указанную схему, поскольку из трёх значений средних минимальная и максимальная величины палеонапряжённости различаются почти на порядок. На данном этапе работ мы не можем объяснить столь большую разницу в величинах $H_{др}$, которая к тому же сопрягается с различными магнитными свойствами пород обозначенных потоков. Очевидно, нужны дополнительные исследования и большее количество образцов для повышения статистики.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00557а.

1. *Sepkoski J.J.* A compendium of fossil marine families // Milwaukee Public Museum. Contributions to Biology and Geology. 1982. Vol. 51. 125 p.
2. *Courtillot V., Olson P.* Mantle plumes link magnetic superchrons to Phanerozoic mass depletion events // Earth Planet. 2007. Sci. Lett. 260(3-4). P. 495–504.
3. *Davies G.F.* Dynamic Earth: Plates, plumes, mantle convection. Cambridge University Press. 1999. 458 p.
4. *Thordarson T., Self S.* Atmospheric and environmental effects of the 1783–1784 Laki eruption: a review and reassessment // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108 (D1). 4011, doi:10.1029/2001JD002042.
5. *Gallet Y., Genevey A., Le Goff M.* Three millennia of directional variation of the Earth's magnetic field in western Europe as revealed by archeological artefacts // Phys. Earth Planet. 2002. Int. 131(1). P. 81–89.
6. *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.

7. *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.
8. *Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R.* Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 214. P. 75-91.
9. *Павлов В.Э. и др.* 2010. Статья в печати.
10. *Щербакова В.В., Жидков Г.В., Щербаков В.П.* О повторном определении палеонапряжённости в мелу по коллекции А.С. Большакова и Г.М. Солодовникова // *Физика Земли*. 2008. №10. С. 69-74.
11. *Day, R.S., M. Fuller, & V.A. Schmidt.* Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13, 260–267, 1977.

ПЕТРОМАГНЕТИЗМ АНОРТОЗИТОВ ГЕРАНСКОГО ХРЕБТА И ЕГО СТРУКТУРА ПО ДАННЫМ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

*А.В. Косынкин¹ (artem-ogr-31@mail.ru), А.Н. Диденко^{1,2},
Ю.Ф. Манилов¹, А.Ю. Песков¹*

¹ИТuГ ДВО РАН, Хабаровск;

²ГИН РАН, Москва

Анортозитовые массивы, связанные с формированием раннедокембрийских подвижных зон земной коры, широко развиты в восточной части Азии вдоль южной окраины Северо-Азиатского докембрийского палеократона. Восточно-Азиатский анортозитовый пояс субширотного простираения прослежен более чем на 3000 км от побережья Охотского моря через Забайкалье, Монголию до Алтае-Саянской области, состоит из десятка массивов автономных анортозитов, общей площадью более 12 тыс. км². Геранский массив (Рис. 1) – один из крупнейших, расположен в зоне сочленения крупных раннедокембрийских тектонических структур Алданского щита и обрамляющей щит с юга позднеархейско-раннепротерозойской Джугджуро-Становой складчатой области, приурочен к выступам раннеархейского гранулит-гипербазитового фундамента, где они ассоциируются с основными и высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами, гнейсами, известково-алюмосиликатными породами, мегаультрабазитами [1].

В настоящее время не существует согласованного мнения о принадлежности анортозитовых комплексов Геранского массива к аллохтонному или автохтонному типу, в то время как вопрос генезиса является одним из важнейших для понимания особенностей тектонического развития региона и дальнейших палеомагнитных исследований.

Задачи наших исследований заключались в определении структуры Геранского массива посредством построения геолого-геофизической модели, получении надежных петромагнитных и палеомагнитных данных для анортозитов Геранского массива, определение положения структуры на сфере.

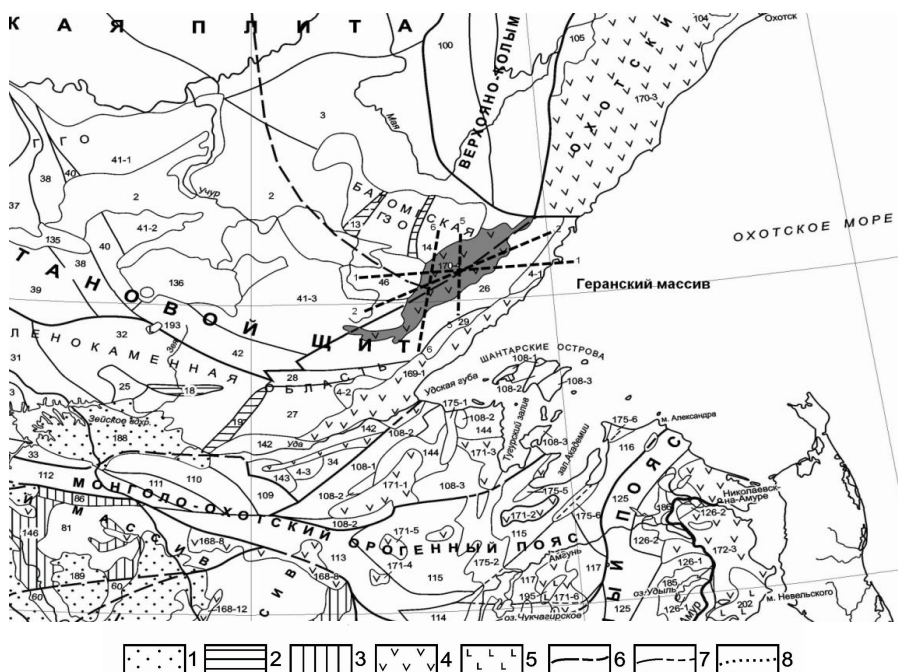


Рис. 1. Карта тектонического районирования области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. 1 – молодые платформы; 2 – зеленокаменные пояса; 3 – краевые прогибы; (4-5) – вулканические пояса, зоны, впадины; 4 – кислого и среднего состава, 5 – основного; (6-8) границы: 6 – главных тектонических элементов, 7 – прочих, 8 – второстепенных.

Для выделения внутрикоровых границ в пределах изучаемой территории применялись стандартные и нестандартные трансформации наблюдаемых гравитационного и магнитного полей, посредством системы ГИС ИНТЕГРО. Для определения глубинной структуры делались количественные оценки глубин кромок аномалиеобразующих объектов посредством пакета программ COSCAD 3Dt. Для геологической идентификации полученных физических объектов использовались данные петрофизических свойств горных пород в сопоставлении с геологическими съемками.

При построении модели использованы:

- карты наблюдаемого поля силы тяжести Δg масштаба 1:50000, 1:200000;
- карты наблюдаемого магнитного поля масштаба 1:50000, 1:200000;
- геологические карты территории масштаба 1:50000, 1:200000, 1:500000;
- данные петрофизических свойств горных пород региона.

Полученные данные о распределении магнитных и гравитирующих источников с глубиной в совокупности с геологической и петрофизической информацией позволили построить геолого-геофизические модели (Рис. 2).

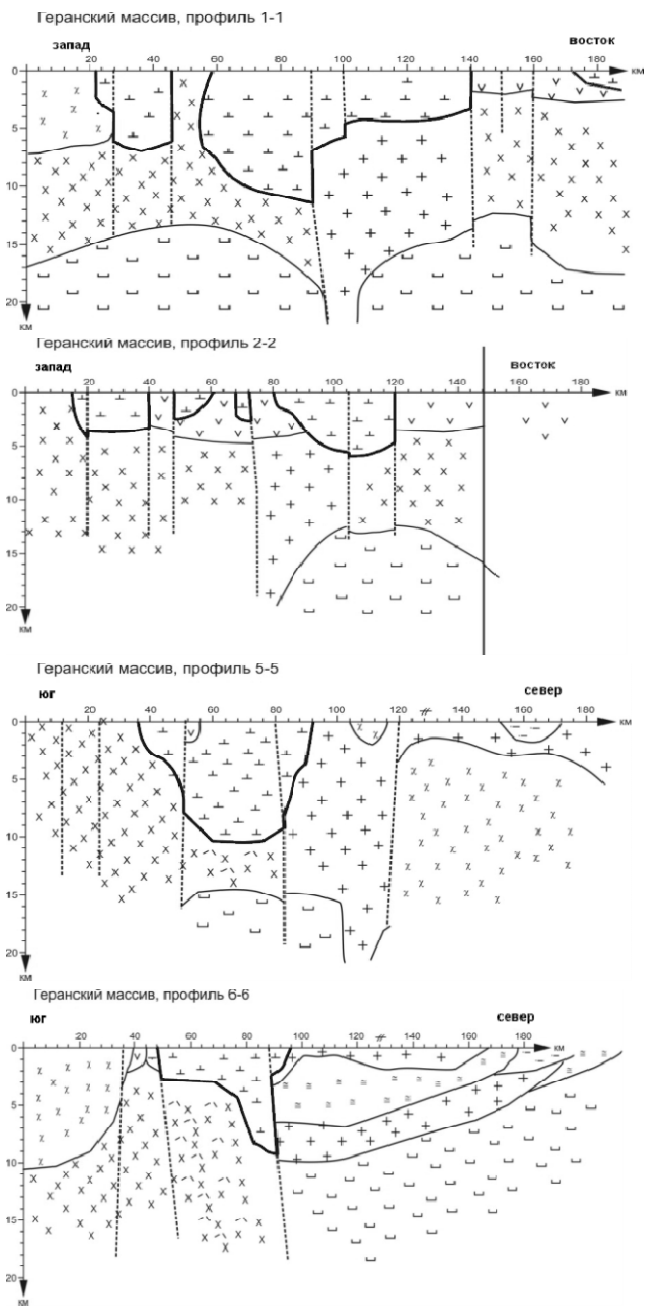


Рис. 2. Геолого-геофизические модели по профилям 1-1, 2-2, 5-5, 6-6.

Согласно полученной модели Геранский массив представляет собой пластину, мощностью 6-8 (максимум до 12) км, наклоненную к северу. Корни массива, возможно, срезаны меловыми интрузиями.

Для палеомагнитного изучения нами отобраны породы из обнажения Геранского массива, находящиеся на (55,96° с.ш.; 134,42° в.д.). В 2009 г. отобрана коллекция ориентированных образцов из 4 обнажений (50 обр.).

По данным терромагнитного анализа (Рис. 3) основным носителем магнетизма в изучаемых породах является катион-дефицитный магнетит.

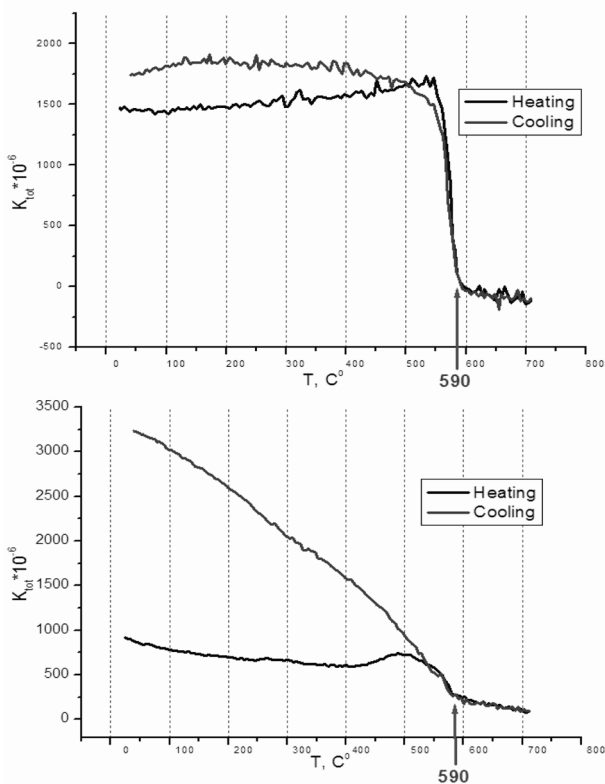


Рис. 3. Результаты терромагнитного анализа анортозитов (образцы D09-10/4, D09-11/9). Кривая нагрева на диаграммах идет сверху, кривая охлаждения – снизу.

Коэффициент анизотропии начальной магнитной восприимчивости анортозитов находится в пределах от 0 до 25%, большая часть образцов коллекции до 5-7% (Рис. 4) На представленной диаграмме Д.Флинна (Рис. 5) видно, что тип анизотропии анортозитов невыраженный.

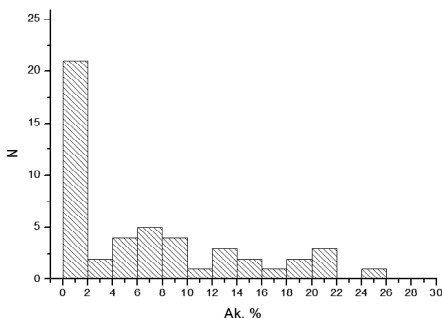


Рис. 4. Гистограмма коэффициента начальной магнитной восприимчивости A_k .

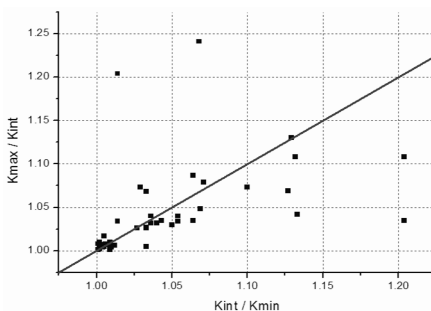


Рис.5. Диаграмма Д.Флинна.

Образцы палеомагнитных коллекций были подвергнуты ступенчатой температурной чистке от 100 до 595°C в немагнитной электропечи с четырьмя пермаллоевыми экранами. Частота ступенчатой чистки увеличивалась с температурой: в интервале до 400°C шаг составлял 50÷100°C, выше 400°C – 10÷30°C. Всего на интервал от комнатной температуры до 590°C приходилось не менее четырнадцати шагов ступенчатой чистки. Измерения остаточной намагниченности проводились на спин-магнитометре JR-6A, помещенном в кольца Гельмгольца. Перед температурной чисткой у всех образцов была измерена начальная магнитная восприимчивость на каппамоете MFK1-FA в 15 положениях и рассчитаны ее полные эллипсоиды. Для выделения компонент NRM каждого образца использовались компьютерные программы компонентного анализа с иллюстрацией результатов на диаграммах Зейдervельда и стереограммах [Enkin, 1994].

В результате исследований у некоторых образцов коллекции было выявлено нестабильное поведение NRM, выражавшееся необъяснимыми выбросами направлений NRM образцов в ходе температурной магнитной чистки. По этой причине были отбракованы 12 образцов (Рис. 6).

Образцы остальной части коллекции показали удовлетворительную палеомагнитную стабильность (Рис. 7).

При компонентном анализе NRM образцов уверенно выделяется высокотемпературная компонента намагниченности при температуре 500÷595°C. Направление высокотемпературной компоненты NRM большинства образцов располагается на стереограмме в 3 квадранте (древние координаты). Среднее направление данных 4 точек отбора в современной системе координат Dec = 185,8°; Inc = 23,2°; k = 91,5.

По палеомагнитно стабильным образцам анортозитов рассчитан виртуальный геомагнитный полюс (VGP). Координаты виртуального полюса составляют: Plat = -21,8°; Plong = 128,3°; dp = 1,6°; dm = 3,0°; B95 = 2,2°; paleolatitude = -12,1°. При сравнении полученного палеополюса, с учетом поправки на разворот Алдано-Становой провинции относительно Ангаро-

Анабарской на 25° , с кривой кажущейся миграции Сибири [2] для конца палеопротерозоя, то видно, что они не совпадают (Рис. 8).

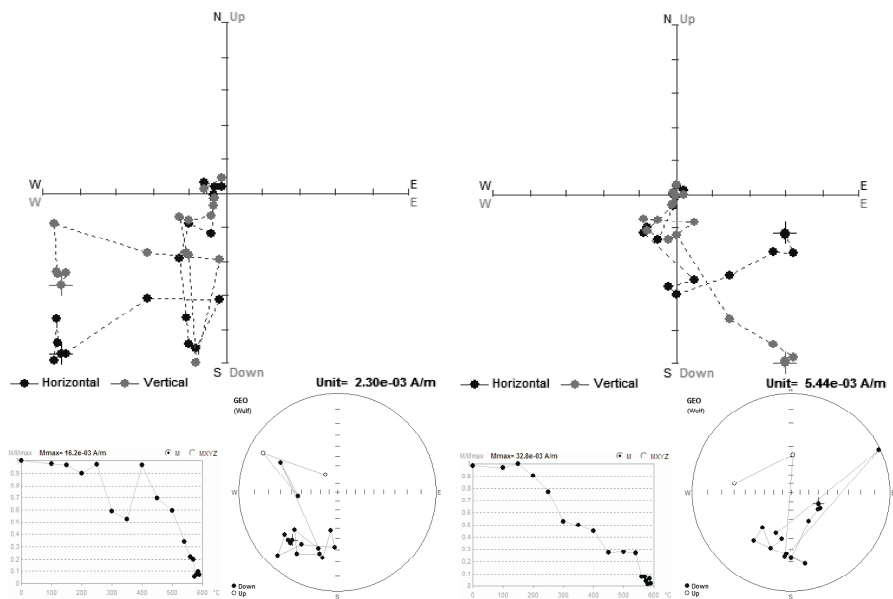


Рис. 6. Результаты термоманнитного анализа образцов D09-11/21 и D09-11/22.

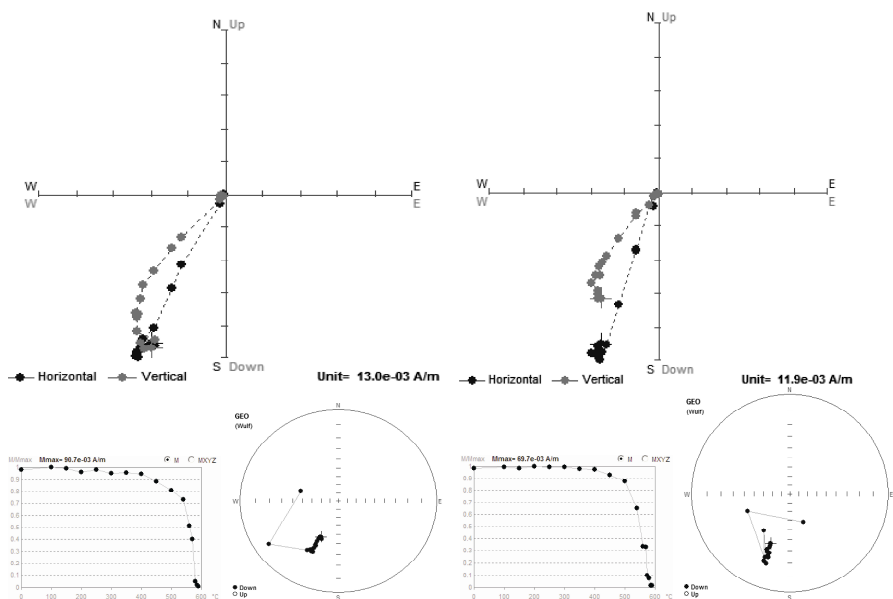


Рис. 7. Результаты термоманнитного анализа образцов D09-11/3 и D09-11/6.

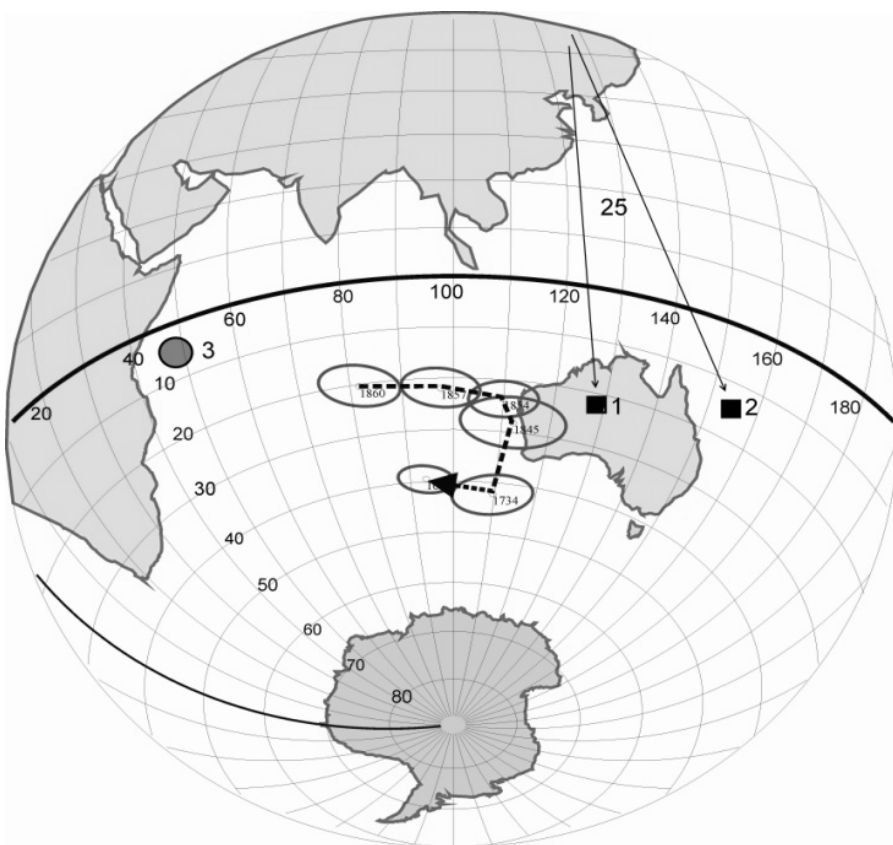


Рис. 8. Сравнение полученных палеополусов с кривой кажущейся миграции полюса Сибири для конца палеопротерозоя. (■ – наши палеополусы: 1 – палеомагнитный полюс; 2 – палеомагнитный полюс, полученный с учетом поправки на разворот Алдано-Становой провинции в палеопротерозое; ● 3 – палеополус, полученный по Геранским анортозитам Михайловой; ← – кривая кажущейся миграции Сибири для конца палеопротерозоя).

Основные выводы:

- Геранский массив представляет, вероятно, пластину мощностью 6 – 8 км, не имеющую корней и относится к массивам аллохтонного типа;
- носителем магнетизма в анортозитах Геранского массива является, в основном, катион дефицитный магнетит. Коэффициент анизотропии начальной магнитной восприимчивости анортозитов находится в пределах 0 – 25%; большая часть образцов коллекции – до 5-7%. Тип анизотропии невыраженный;
- значительная часть изученных образцов анортозитов Геранского массива имеет стабильную высокотемпературную компоненту NRM, среднее направление которой $Dec = 185,8^\circ$; $Inc = +23,2^\circ$; $K = 91,5$; $\alpha_{95} = 2,8^\circ$;

- сопоставление рассчитанного полюса анортозитов с ТКМП Сибири на вторую половину палеопротерозоя показывает, что массив, на время образования высокотемпературной компоненты NRM, не был тектонически когерентен Сибирскому кратону.

Работа выполнена в рамках интеграционной программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН (проект ДВО РАН № 09-1-ОНЗ-10) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00223а).

1. Михайлова Н.П., Кравченко С.Н. Палеомагнитная характеристика анортозитовых массивов Дальнего Востока // Геодинамика. 1986. № 5. стр.50-55.
2. Диденко А.Н., Козаков И.К., Дворова А.В. Палеомагнетизм гранитов Ангаро-Канского выступа Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2009. В.50. №1. стр. 72-78.
3. Михайлова Н.П. // Палеомагнетизм анортозитов. Наука. Киев. 1994.
4. Андреев Б.А., Клушин И.Т. // Геологическая интерпретация гравитационных аномалий. М.:Недра,1965. 495 с.
5. Карсаков Л.П., Чжао Чуньзин и др. // Тектоника, глубинное строение, металлогения Центрально - Азиатского и Тихоокеанского поясов // Объяснительная записка к тектонической карте, масштаб 1:1500000., 2005, 264с.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ КРИВАЯ КАЖУЩЕЙСЯ МИГРАЦИИ ПАЛЕОМАГНИТНОГО ПОЛЮСА СИБИРСКОГО КРАТОНА

В.Ю. Водовозов¹ (vodo7474@yandex.ru), А.Н. Диденко²,
Д.П. Гладкочуб³, Т.В. Донская³, А.М. Мазукабзов³

¹Геологический ф-т МГУ, Москва;

²ИГиГ ДВО РАН, Хабаровск;

³ИЗК СО РАН, Иркутск

Основным методом палеотектонических реконструкций взаимного положения крупных блоков является построение и сравнение траекторий кажущейся миграции полюсов (ТКМП) для этих блоков. Для раннепротерозойского интервала нет общепринятых ТКМП ни для одного из кратонов. Мало того, только для Восточно-Европейского кратона и Лаврентии имеется относительно большое количество палеомагнитных определений, которые позволяют наметить общий характер такой траектории. Для Сибирского кратона до недавнего времени палеомагнитные данные практически отсутствовали. С целью восполнения этого пробела коллективом под руководством А.Н. Диденко за последние 8 лет были изучены многие раннепротерозойские объекты юга Сибирского кратона. В результате комплексных палеомагнитных и геолого-геохронологических исследований мы получили по надежно датированным породам ряд палеомагнитных определений с положительными тестами палеомагнитной надежности (Табл. 1). Полученные результаты позволяют использовать их для построения раннепротерозойской траектории КМП Сибири, а также сделать первые, основанные на палеомагнитных данных, палеотектонические реконструкции для раннего протерозоя с участием Сибири.

Раннепротерозойские определения можно разделить на два класса. Наиболее надежные определения принадлежат блокам с более «спокойной» тектоникой – Шарьжалгайскому выступу и Ачитканской ветви Северо-

Байкальского вулcano-плутонического пояса. На наш взгляд, определения по гранитоидам шумихинского и саянского комплексов, вулканогенно-осадочным породам чайской свиты и базитовым дайкам чайского комплекса могут претендовать на звание «ключевого» для докембрия [1], т.е. с надежно определенным возрастом породы, положительными полевыми тестами, достаточной статистикой и хорошим тектоническим контролем. Другие полюсы менее обоснованы. Определения по породам Байкальского хребта, не смотря на положительные результаты полевых тестов, все же, на наш взгляд, незначительно перемагничены рифейским полем. В силу того, что определение по хибеленской свите Аkitканского хребта получено только по одному (но большому) разрезу, возможна ситуация, что палеоэволюционные вариации недостаточно осреднены. Вопрос полярности выделенных направлений остается открытым. Если исходить из предположения, что Сибирь и Лаврентия в конце раннего протерозоя составляли единый агломерат, то учитывая опцию полярности для лаврентийских полюсов [2, 3], мы получим, что северные полюсы для Сибири находились западнее Австралии (в современных координатах).

Таблица 1. Палеомагнитные определения по палео- и мезопротерозойским образованиям Сибирского кратона.

№ пп	Формация	Возраст, млн. лет	Тесты	Полюс			Источник
				Φ, °	Λ, °	d _p /d _m , A95	
1	Чайская свита Аkitканского хребта	1863±9 1854±5	Обжиг	-21,9	98,7	3,2/6,1	[4]
2	Гранитоиды Шарыжалгайского выступа	1850±10	Обращения	-22,7	109,2	10,5	[5]
3	Окуньская свита Аkitканского хребта	~1850	Обращения	-28,5	111,6	4,9/9,7	[6]
4	Дайки чайского комплекса Байкальского выступа	1674±29 1752±3	Складки	-41,6	96,8	8,6	[7]
5	Гранитоиды Ангара-Канского блока	1734±4	Обжиг	-42,9	109,6	5,3	[8]
6	Базиты Оленекского поднятия	1473±24	Обжиг	-33,6	73,1	10,4	[9]
7	Базиты Западного Прианабарья	1502±2	Контакта	-24,5	56,0	7,6/14,5	[10]
8	Хибеленская свита Аkitканского хр.	1855±4	Конгломератов	-20,5	81,0	3,9/7,5	[6]
9	Малокосинская свита Байкальского хребта	1878±4	Конгломератов	-31,5	97,3	3,1/6,2	[4]
10	Хибеленская свита Байкальского хребта (Хибелен-Кедровые)	1878±4	Складки	-18,0	127,1	2,6/4,7	[6]
11	Хибеленская свита Байкальского хребта (Заворотная)	1849±11	Обращения	-28,2	147,9	3,6/6,5	[6]

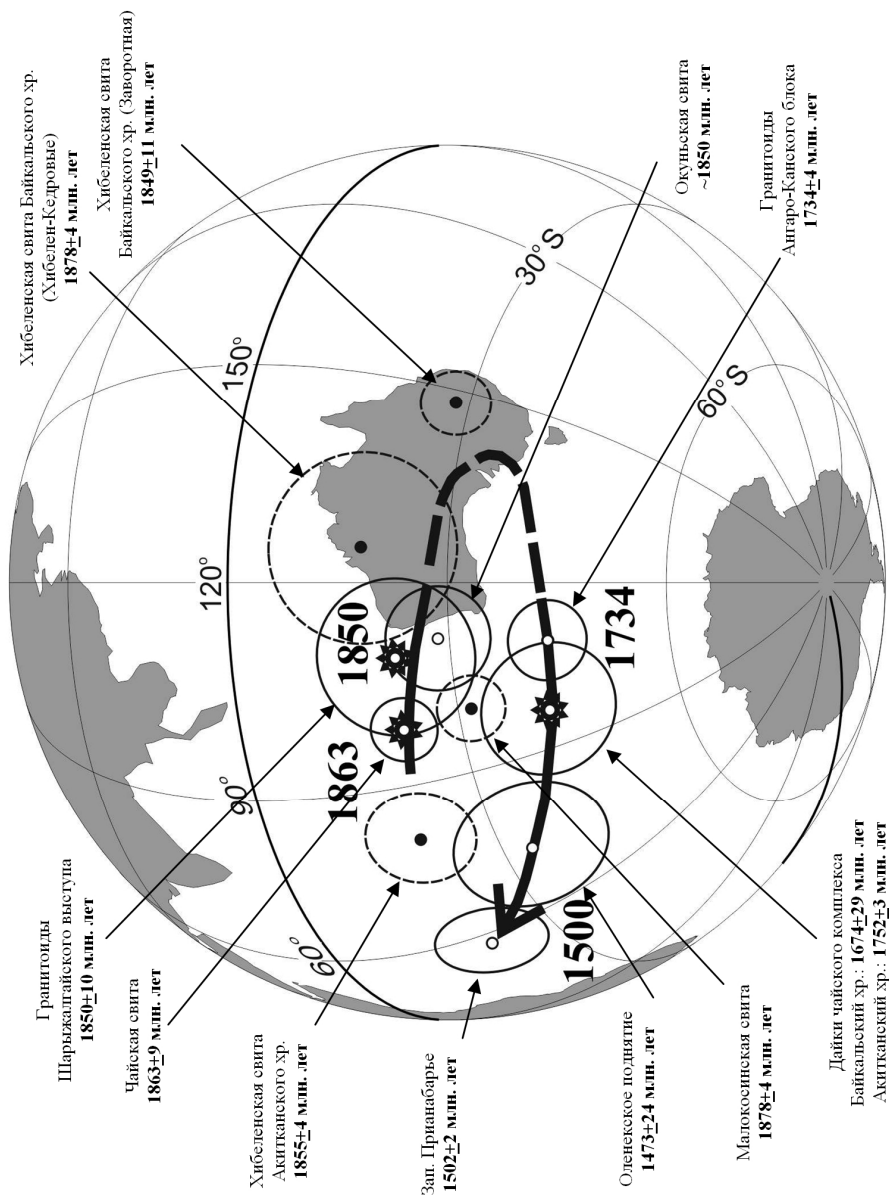


Рис. 1 Палеопротерозойская траектория кажущейся миграции палеомагнитного полюса Сибирского кратона (цифры на рисунке около ТКМП обозначают временные реперы в пределах ошибок определения абсолютного возраста, точки - палеомагнитные полюсы с кругами доверия, звездочками показаны наиболее надежные из них).

Сразу надо оговориться, что мы не претендуем на построение законченной кривой КМП, мы можем наметить только общий тренд, тенденцию. По мнению Бэкона с соавторами [1] нельзя строить ТКМП, если между «соседними» полюсами промежутки более 30 млн. лет, у нас же он составляет около 100 млн. лет (граниты Шарыжалгая и дайки чайского комплекса). Авторы статьи предлагают использовать «ключевые» полюсы для реконструкции взаимного положения двух блоков. К сожалению, набор разновозрастных ключевых полюсов для различных блоков (например, Сибири и Лаврентии) крайне мал.

Хорошо датированные раннепротерозойские определения ложатся на закономерную траекторию КМП Сибири, образуя незамкнутую петлю (Рис. 1). Закономерную, в том смысле, что определения располагаются в порядке постепенного омоложения пород, в пределах ошибок определения абсолютных возрастов. Это хорошо видно на примере чайского разреза, где определения расположены в порядке их стратиграфической последовательности: на хибеленской свите залегает чайская, а на ней окуньская – так же идут и палеомагнитные полюсы. Кривая построена методом кубического сплайна с использованием программы GMAP [11]. Сюда же добавлены новые определения по базитовым интрузиям Западного Прианабарья [10] и Оленекского поднятия [9]. Их возраста тяготеют к рубежу 1500 млн. лет, по сути это уже поздний протерозой, но они хорошо показывают общую тенденцию кажущегося движения полюсов Сибири. Вполне возможно, что по мере наполнения новыми определениями раннепротерозойская ТКМП будет не такой длинной, чем построенная сплайном настоящая кривая, но по нашему мнению, общий «петлеобразный» характер измениться не должен. На настоящий момент имеется два кластера с надежно датированными раннепротерозойскими определениями: 1850-1860 млн. лет и 1750-1670 млн. лет, внутри этих кластеров можно наблюдать закономерное омоложение определений, направленных в ветвях этой петли навстречу друг другу.

При построении ТКМП мы не использовали определения, полученные по породам Байкальского хребта, за исключением даек чайского комплекса. Эти определения, несмотря на то, что попадает примерно в ту же область, явно смещены относительно более надежных полюсов. Хорошо видно, что при осреднении наиболее древних пород, выходящих в районе Хибелена – малокозинской и хибеленской свит, их средний полюс попадет ровно на кривую, но в район, где «ожидаются» более молодые полюсы. Возможно, это связано с перемагничиванием в эпоху второго более мощного импульса магматизма во время «смены домугдинского стиля вулканизма на чайский» (~1860 млн. лет), сопровождавшегося проявлением динамометаморфизма [5]. Косвенно это подтверждается тем, что внутриформационные конгломераты малокозинской свиты не проходят модификацию теста конгломератов [12] при введении в качестве компоненты перемагничивания характеристической компоненты малокозинской свиты. Но скорее всего, нам все же не удалось полностью избавиться от влияния перемагничивающих компонент рифейского возраста.

Несмотря на эти сложности, в тренде палеомагнитных полюсов, полученных по породам Байкальского хребта, виден тот же петлеобразный характер, что свидетельствует об общем передвижении блоков, слагающих юг кратона.

Не использованы при построении этой кривой и старые раннепротерозойские определения в силу разных причин. Определения Г.Г. Камышевой [13], Д.И. Саврасова [14] и В.Э. Павлова [15] получены по метакхронным компонентам метаморфических архейских и раннепротерозойских пород Анабарского и Алданского щитов, они не имеют полевых тестов и определений абсолютного возраста. Возраст намагниченности датирован «из общих соображений» о широко проявлении регионального магматизма в результате амальгамации Сибирского кратона 1,9 млрд. лет назад. Прекрасная сходимость определений по удаленным (Анабар и Алдан) разрезам является сильным доводом в пользу этого предположения, но есть настораживающие моменты. Вполне возможно, что определения Камышевой и Саврасова не отвечают направлению перемагничивания: полной магнитной чистки не проводилось, распределение Камышевой нефишеровское, а данные Саврасова демонстрируют большой разброс. Кроме того, нашему определению, которое попадает в ту же область, противостоит одновозрастное ему определение по малокосинской свите, которое располагается в стороне от этой группы. Это определение более уверенное, и, на наш взгляд, ближе к первичным направлениям возраста 1,88 млрд. лет. Вполне возможно, что вся эта плотная группа соответствует времени и «месту рождения» Сибирского кратона [15], и именно отсюда надо начинать ТКМП Сибири. Но в настоящий момент, по нашему мнению, без дополнительных данных, позволяющих датировать эти компоненты, это будет малообоснованно.

Определение по чайской свите В.П. Родионова и Э.П. Осиповой [16] практически «цифра в цифру» совпало с нашим (помог простой компонентный состав), при построении используется только наше определение. В статье [17] упоминается об определении А.Я. Кравчинского по габброидам р. Чаи, рвущих окуньскую свиту. Видимо, это те же дайки, по которым мы получили абсолютный возраст и палеомагнитный полюс. Определение Кравчинского (литературных первоисточников не найдено) также близко к нашим данным, при построении ТКМП мы используем наш полюс.

Определение Н.П. Михайловой с соавторами [18] по анортозитам Джугдурского и Сехтагского массивов Улканского пояса Алданского щита выполнено на достаточно высоком методическом уровне, возраст анортозитов в настоящее время оценивается от 1712 до 1730 млн. лет [19]. Полюс, пересчитанный в связи с раскрытием Вилойского рифта, составил $Plat = 1^\circ$ (-1°) $Plong = 223^\circ(43^\circ)$. Он сильно отклоняется от группы других раннепротерозойских полюсов. Возможно, это связано с метакхронностью выделенной компоненты, либо с разворотами отдельных массивов вследствие надвигов, развитых в этом районе.

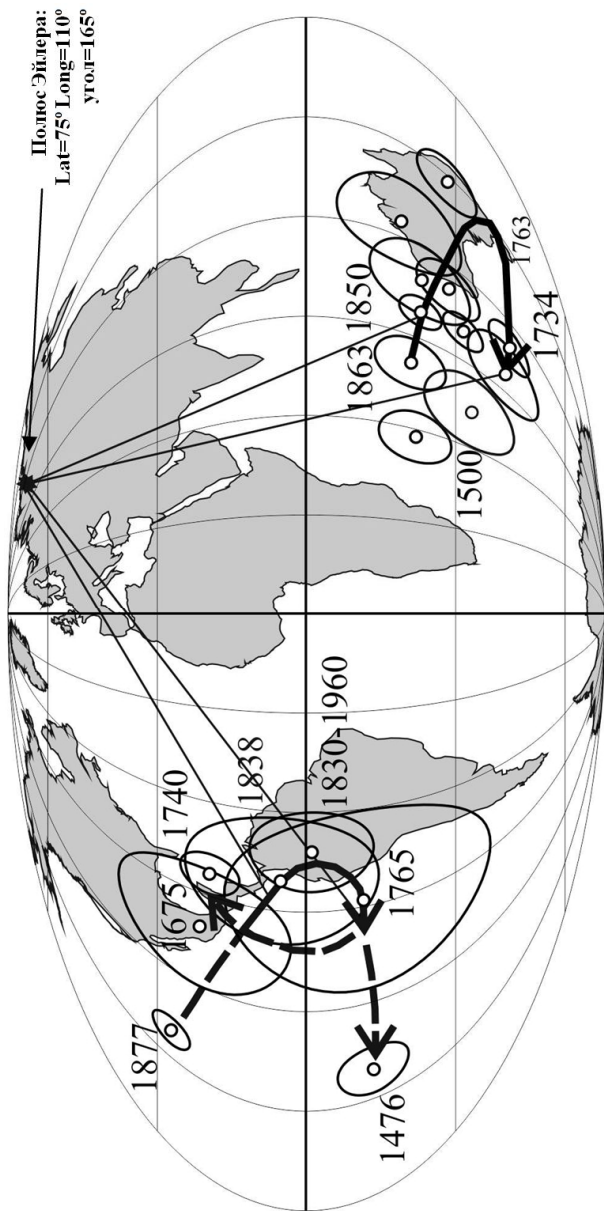


Рис. 2. Совмещение Сибирской и Лаврентийской раннепротерозойских ТКМП.

Построенную палеопротерозойскую ТКМП можно использовать для реконструкции совместного положения Сибири и Лаврентии в конце раннего протерозоя. Для Лаврентии имеются группы альтернативных низкоширотных

и высокоширотных определений (обзор в [2]), промежуточное положение занимают данные [3]. Такая ситуация, возможно, отражает более позднюю по сравнению с Сибирью консолидацию Лаврентии. Все же, при использовании выборки [2], видно, что в интервале 1870-1760 млн. лет тренд КМП Лаврентии демонстрирует схожий с сибирской ТКМП характер (Рис. 2). Наилучшее совмещение участков траекторий КМП Сибири и Лаврентии дал полюс вращения Эйлера: $\text{Lat} = 75^\circ$, $\text{Long} = 110^\circ$, угол = 165° . При повороте относительно этого полюса Сибирский кратон совмещается своим южным краем с северной окраиной Лаврентии (Рис. 3). Именно о таком соотношении по геологическим данным писали [20, 21]. Совместное передвижение Сибири и Лаврентии в составе единой жесткой плиты является сильным аргументом в пользу существования в конце раннего протерозоя суперконтинента Колумбия.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 09-05-00223.

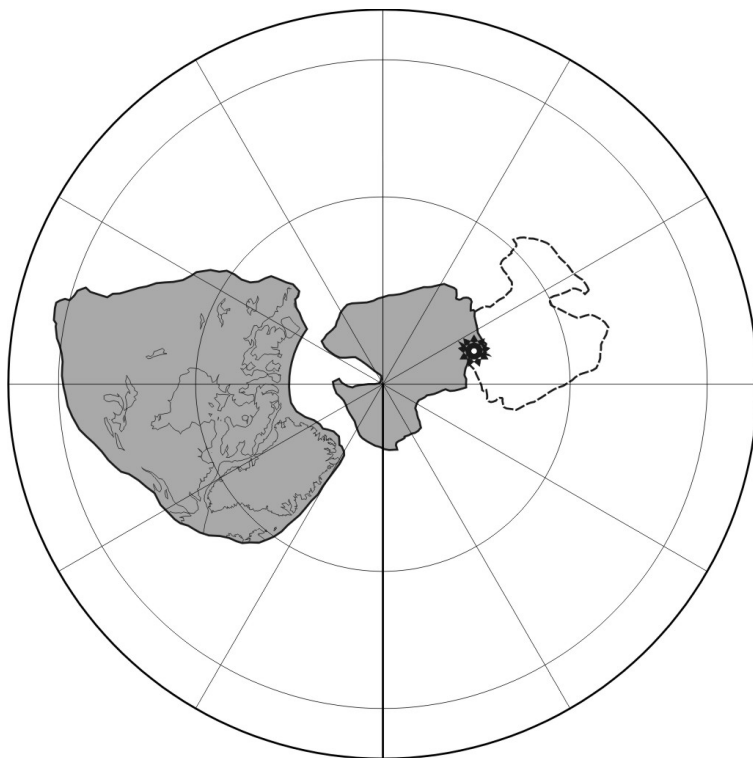


Рис. 3. Реконструкция положения Сибири относительно Лаврентии (современные координаты) в интервале 1850-1740 млн. лет (звездочкой показан полюс вращения).

1. Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G. et al. Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles // Tectonophysics. 2000. V. 319. P.167-198.

2. *Pesonen L.J., Elming S.-A., Mertanen S. et al.* Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, p. 289-324.
3. *Irving E., Baker J., Hamilton M., Wynne P.J.* Early Proterozoic geomagnetic field in western Laurentia: implications for paleolatitudes, local rotations and stratigraphy // *Precambrian Research*. 2004. Vol. 129. P. 251–270.
4. *Didenko Alexei N., Vodovozov Vladimir Yu., Pisarevsky Sergei 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.
5. *Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии*. Науч. ред. Е.В. Складорова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.
6. *Водовозов В.Ю.* Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и геотектонические следствия. Дисс. канд. геол.-мин. наук. МГУ, 2010.
7. *Водовозов В.Ю., Диденко А.Н., Гладкоhub Д.П. и др.* Результаты палеомагнитных исследований раннепротерозойских образований Байкальского выступа Сибирского кратона // *Физика Земли*. 2007. № 10. С. 60-72.
8. *Диденко А.Н., Козаков И.К., Дворова А.В.* Палеомагнетизм гранитов Ангаро-Канского выступа фундамента Сибирского кратона // *Геология и геофизика*. 2009. Т. 50. № 1. С. 72-78.
9. *Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P. et al.* Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // *Precambrian Research*. 2009. Vol. 170. P. 256-266.
10. *Веселовский Р.В., Павлов В.Э.* Результаты палеомагнитных и изотопных исследований позднепротерозойского магматического комплекса западного склона Анабарского поднятия / Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент. Материалы семинара, Борок, 22-25 октября, 2009. Ярославль: Сервисный центр, 2009. С.46-49.
11. *Torsvik T.H. and Smethurst M.A.* Plate Tectonic modeling: Virtual Reality with GMAP // *Computer & Geosciences*. 1999, № 25. P. 395-402.
12. *Шутинов С.В., Муравьев А.А.* Критерии равномерности для сферических данных в палеомагнетизме // *Физика Земли*. 1997. № 12. С. 71-82.
13. *Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Данные по СССР*. Вып.1. Л.1971. 124 с. Ред. Храмов А.Н.
14. *Саврасов Д.И.* Палеомагнитные исследования на кристаллических породах Анабарского щита // *Геология и геофизика*. 1990. № 1. С.94-104.
15. *Павлов В.Э.* Место рождения Сибирской платформы / Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. Том 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 88-91.
16. *Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Данные по СССР*. Вып.5. М. 1982. 48 с. Ред. Храмов А.Н.
17. *Срывцев Н.А.* Строение и геохронометрия акитканской серии Западного Прибайкалья / Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 50-60.
18. *Михайлова Н.П., Кравченко С.Н., Глевова А.М.* Палеомагнетизм анортозитов. Киев: Наукова думка. 1994. 212 с.
19. *Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др.* Этапы формирования континентальной коры Центральной части Джунджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам) // *Геология и геофизика*. 2002. Т. 43. № 4. С. 395-399.
20. *Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K. et al.* U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from south-east Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. Vol. 164. P. 409-420.
21. *Condie K.C.* Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent // *Gondwana Research*. 2002. V. 5. No. 1. P. 41-43.

МАГНИТНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ТРАПОВОЙ ПРОВИНЦИИ (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

*А.В. Латышев*¹ (anton.latyshev@gmail.com),
*Г.П. Марков*² (gpmarkov@yandex.ru), *В.Э. Павлов*²,
*В.А. Цельмович*³ (tselm@mail.ru)

¹Геологический ф-т МГУ, Москва;

²ИФЗ РАН, Москва;

³ГО «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок, Ярославская обл.

Маймеча-Котуйская пермо-триасовая вулканическая провинция расположена в северной части Сибирской платформы на границе с Енисей-Хатангской впадиной, в 500 км к северо-востоку от Норильска и к северо-западу от Анабарского щита. Эта провинция представляет особенный интерес, поскольку щелочные вулканические породы здесь преобладают над толeutовыми базальтами, типичными для траптовой формации Сибирской платформы. В настоящее время существует проблема корреляции маймеча-котуйских вулканитов с эффузивными породами других районов Сибирской траптовой провинции (в частности, с Норильским районом) и достоверной оценки длительности и объемов вулканизма на севере Сибирской платформы. В палеомагнитных лабораториях МГУ и ИФЗ РАН проводятся палеомагнитные исследования, призванные решить эту проблему.

В бассейне р. Котуй разрез вулканических пород представлен двумя свитами: арыджангской и онкучакской. Арыджангская свита сложена щелочными ультраосновными породами: авгититами, меланефелинитами, польцититами, залегает на угленосных песчаниках тунгусской серии и перекрывается онкучакской свитой. Онкучакская свита сложена базальтами и долеритами. Наиболее полные и представительные разрезы обеих свит (разрез арыджангской свиты на левом берегу р. Котуй в 4 км ниже устья р. Медвежьей и разрез онкучакской свиты на правом берегу р. Котуй в 10 км ниже пос. Каяк) подверглись детальным палеомагнитным исследованиям, в результате чего были получены палеомагнитные направления, а также выделены пульсы вулканической активности [1, 2].

Цели данного исследования – изучение магнитной минералогии вулканитов арыджангской и онкучакской свит, доказательство первичности намагниченности в этих породах, установление причин различия в качестве палеомагнитного сигнала в разных частях разреза. Исследования проводились в лаборатории Главного геомагнитного поля и Петромагнетизма ИФЗ РАН и Геофизической Обсерватории «Борок».

В разрезе онкучакской свиты «Труба» в 10 км ниже пос. Каяк по правому берегу Котуя обнажаются 42 лавовых потока и 20-метровая пачка туфов в нижней части разреза. Как было установлено в результате изучения шлифов, все эти потоки сложены базальтами и долеритами. По характеру палеомагнитной записи в разрезе выделяются 4 группы потоков

- 1) Потоки 1-3 – ясный палеомагнитный сигнал;
- 2) Потоки 4-15 – плохая палеомагнитная запись, не позволяющая выделить палеомагнитные направления;
- 3) Красная корка в кровле потока 15 – хорошая палеомагнитная запись;
- 4) Потоки 16-42 – хорошая палеомагнитная запись.

С целью установления причин различного качества палеомагнитного сигнала был проведен анализ термомагнитных кривых (зависимости магнитной восприимчивости, намагниченности насыщения, остаточной намагниченности от температуры) и выполнены микрозондовые анализы пород.

Анализ термомагнитных кривых позволил установить температуры Кюри в базальтоидах онкучакской свиты. Для групп 1, 2, 4 были получены точки Кюри 250-400°C, соответствующие титаномагнетиту (Рис. 1). Кроме того, по кривым магнитной восприимчивости можно предположить присутствие в некоторых образцах незначительного количества магнетита (570°C) и более высокотитанистого титаномагнетита (100-120°C). Термомагнитные кривые $I_s(T)$, $I_{rs}(T)$ и $k(T)$, как правило, хорошо соотносятся между собой; кривые $I_s(T)$ иногда показывают чуть более высокую температуру (на 10-20°), так как определяются не блокирующие температуры, а непосредственно точка Кюри. Таким образом, анализ термомагнитных кривых не показал магнито-минералогических различий между потоками с «хорошей» и «плохой» палеомагнитной записью. Образцы из группы 3 (красная корка) существенно отличаются от остальных групп: демонстрируют точки Кюри, близкие к магнетиту (550-570°C) и низкую магнитную восприимчивость по сравнению с другими группами.

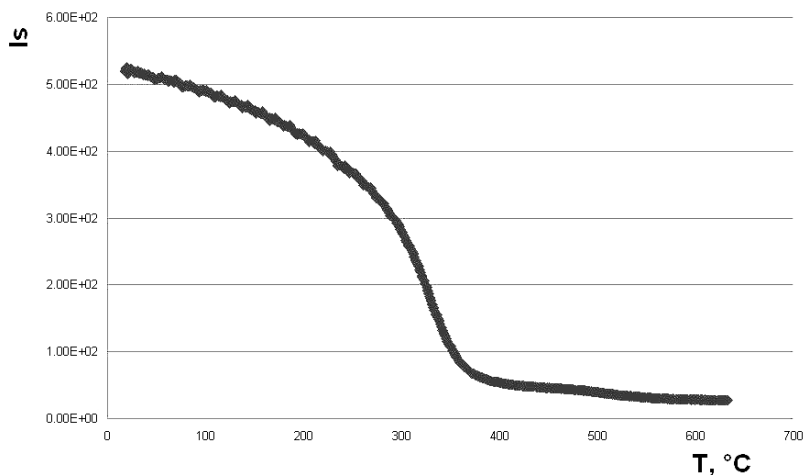


Рис. 1. Термомагнитная кривая I_s/T Образец Т8, группа 1 (потоки 1-3). Онкучакская свита.

Микрозондовые анализы пород проводились в Геофизической Обсерватории «Борок». Были проанализированы шлифы с хорошим палеомагнитным сигналом (группы 1, 4), образцы с плохой записью (группа 2) и образцы из корки в кровле потока (группа 3).

В образцах из потоков с хорошей палеомагнитной записью среди рудных минералов преобладает титаномагнетит, реже встречается ильменит. Титаномагнетит образует мелкие дендритные кристаллы (размер 1-5 микрон, Рис. 2), гомогенные и неизменные, образующиеся в результате быстрого остывания лавы. По составу титаномагнетиты образуют тесную группу 20-25%TiO₂ (Рис. 3). Ильменит представлен мелкими игольчатыми кристаллами. Гомогенность титаномагнетита и отсутствие вторичных изменений указывает на первичность намагниченности в породах.

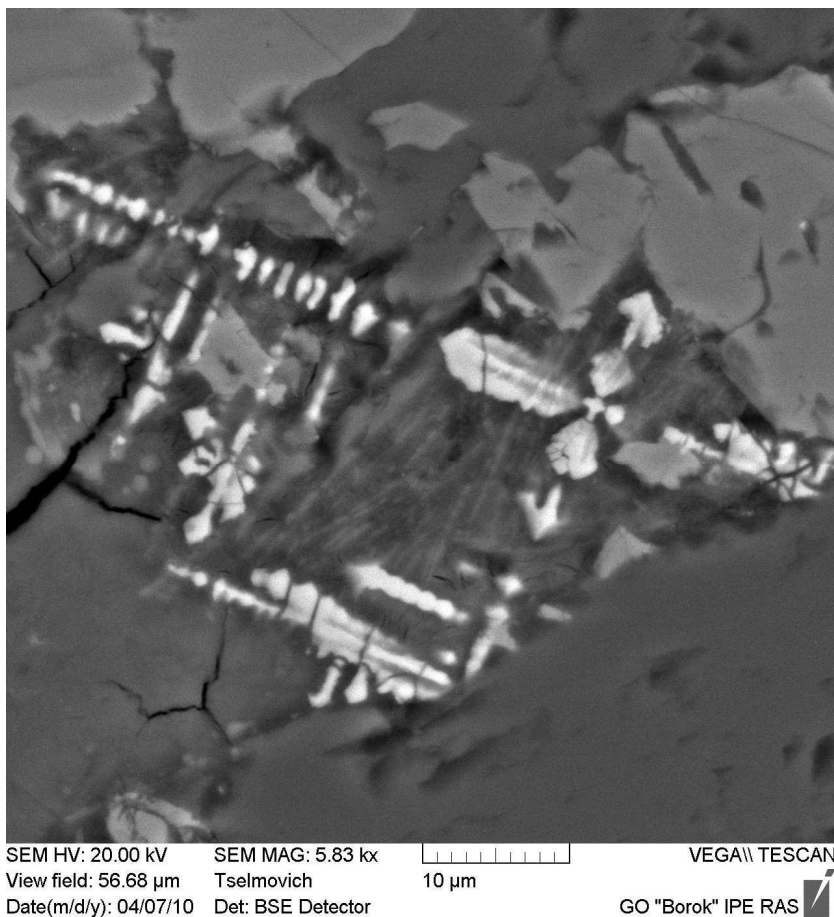


Рис. 2. Дендритные кристаллы титаномагнетита. Онкучакская свита.

В образцах из потоков с плохим палеомагнитным сигналом основные магнитные минералы - титаномагнетит и ильменит. Оба рудных минерала образуют более крупные кристаллы, чем образцы из предыдущей группы (размер до 100 микрон). В зернах титаномагнетита обнаружены структуры вторичного однофазного низкотемпературного окисления (Рис. 4). В результате однофазного окисления, возможно, образовался титаномаггемит, но по данным микрозонда проверить это нельзя – минимальный размер зерен, определяемых зондом, больше этих структур. Микроструктура ильменитов свидетельствует о вторичных изменениях с образованием гемоильменитов – проверить это тоже нельзя по той же причине. По составу титаномагнетиты этой группы варьируют сильнее, чем образцы из предыдущей группы: 17-35% TiO_2 (Рис. 3).

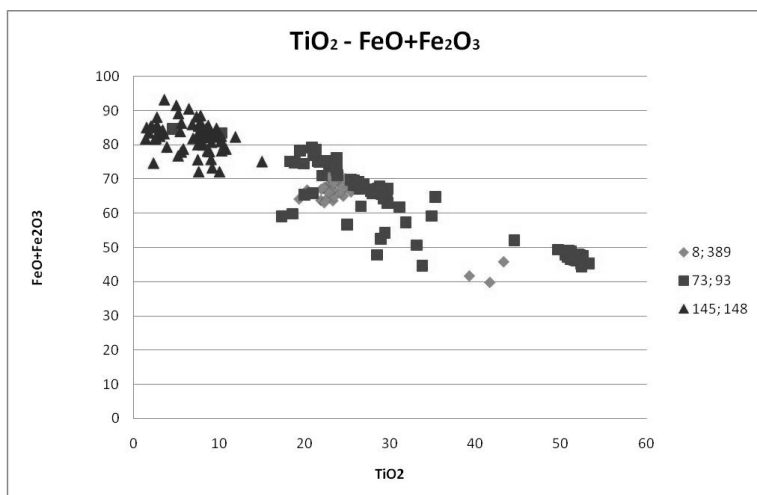


Рис. 3. Диаграмма соотношения оксидов железа и титана в магнитных минералах базальтов онкучакской свиты. 8, 389 – группы 1 и 4, 73, 93 – группа 2, 145, 148 – группа 3.

Таким образом, основные магнитоминералогические отличия «плохих» образцов от «хороших» - более крупные кристаллы магнитных минералов, широкое развитие вторичных изменений, вариации состава титаномагнетита и более широкое распространение ильменита. Поскольку на термомагнитных кривых мы не видим существенных различий между «хорошими» и «плохими» потоками, вторичные изменения, скорее всего, не имели решающего значения для палеомагнитного сигнала. Возможная причина плохой записи – это различная доменная структура магнитных минералов. Из-за большого размера кристаллы титаномагнетита в «плохих» образцах могут иметь многодоменную структуру, которая обуславливает неустойчивость палеомагнитного сигнала.

В образцах из красной корки в кровле потока преобладает магнетит, также присутствуют хромшпинелиды. Есть как мелкие дендритные кристаллы

(размером менее 1 микрона), так и более крупные зерна со структурами гетерофазного высокотемпературного окисления или чистого распада (Рис. 5). Гетерофазное окисление, скорее всего, происходило в момент остывания породы. Несмотря на высокую степень вторичных изменений в породе, рудные минералы практически не изменены.

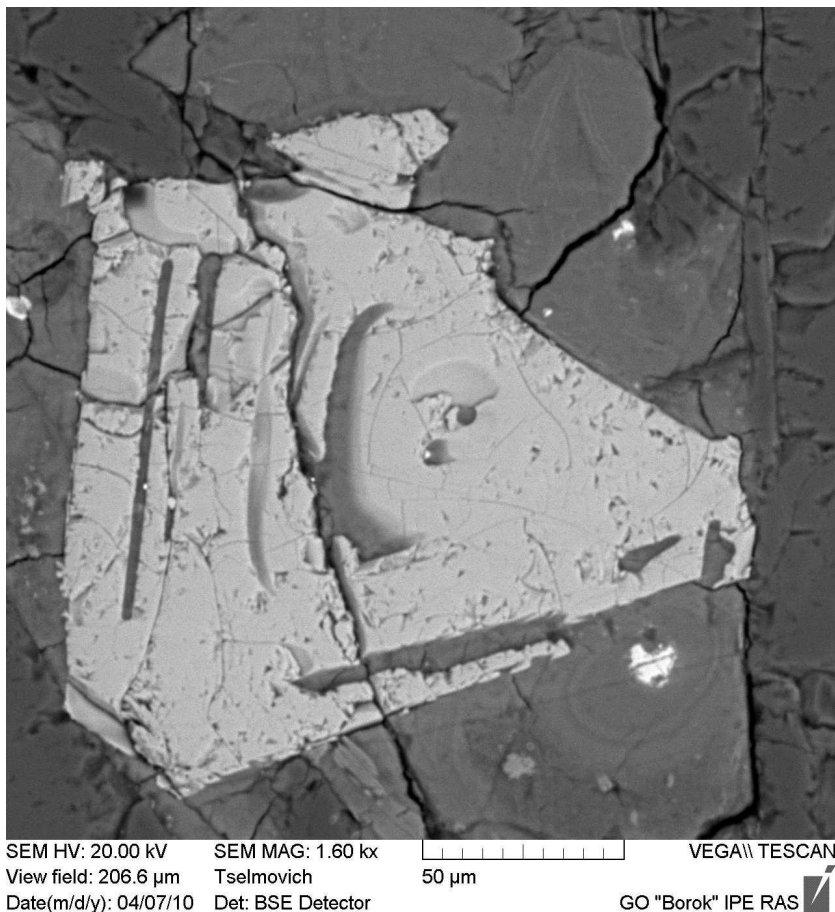


Рис. 4. Титаномagnetит со структурами вторичного однофазного окисления. Онкучакская свита.

В разрезе арыджангской свиты на левом берегу Котуя в 4 км ниже устья р. Медвежьей обнажаются 27 лавовых потоков авгититов, авгитит-порфиритов, меланефелинитов, польценитов с редкими прослоями туфов. Качество палеомагнитной записи варьирует от потока к потоку, но палеомагнитные направления были получены во всех потоках. Анализ терромагнитных кривых магнитной восприимчивости и намагниченности насыщения позволил уста-

новить, что в породах арыджангской свиты обычно присутствуют два минерала - носителя намагниченности с точками Кюри около 570°C (магнетит) и 480-530°C (вероятно, высокожелезистый титаномagnetит). На большинстве термокривых присутствует только одна из двух компонент, в некоторых образцах наблюдаются оба минерала (Рис. 6). Микрозондовые исследования, планируемые в дальнейшем, помогут уточнить эти данные и доказать или опровергнуть первичность намагниченности.

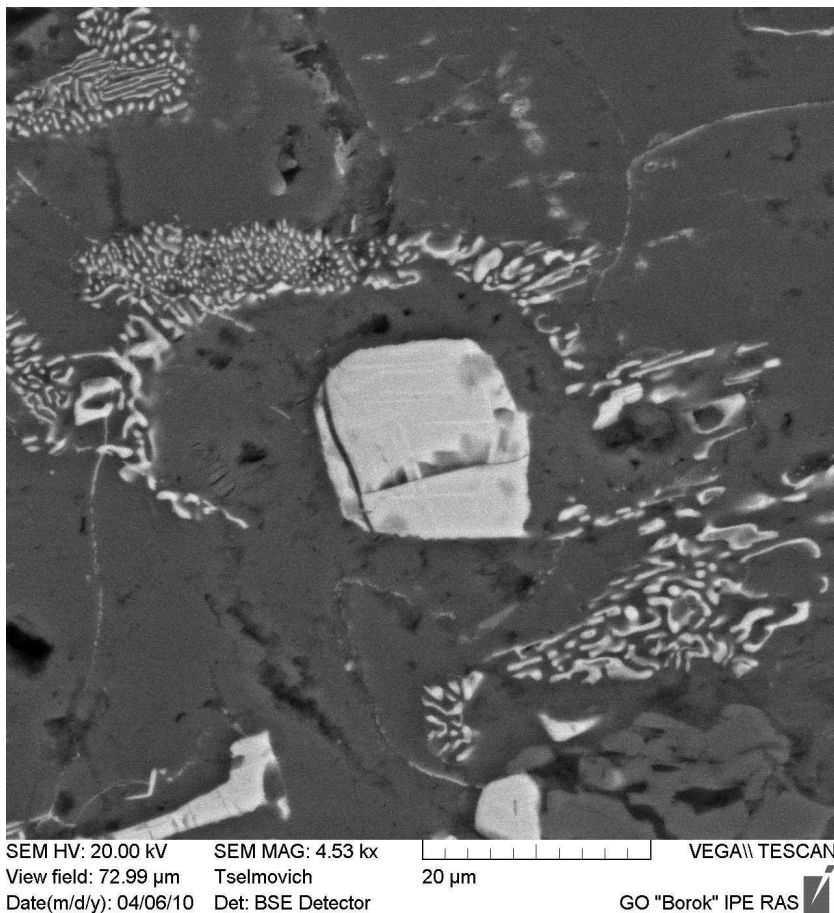


Рис. 5. Магнетит со структурами чистого распада или гетерофазного окисления. Онкучакская свита.

Магнетоминералогические исследования вулканических пород онкучакской и арыджангской свиты позволили установить состав минералов – носителей намагниченности в лавах. Результаты микрозондового анализа базальтоидов онкучакской свиты доказывают первичность намагниченности в по-

токах с хорошим палеомагнитным сигналом (потоки 1-3, 16-42) и объясняют плохое качество палеомагнитной записи в потоках 4-15.

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант №10-05-00557.

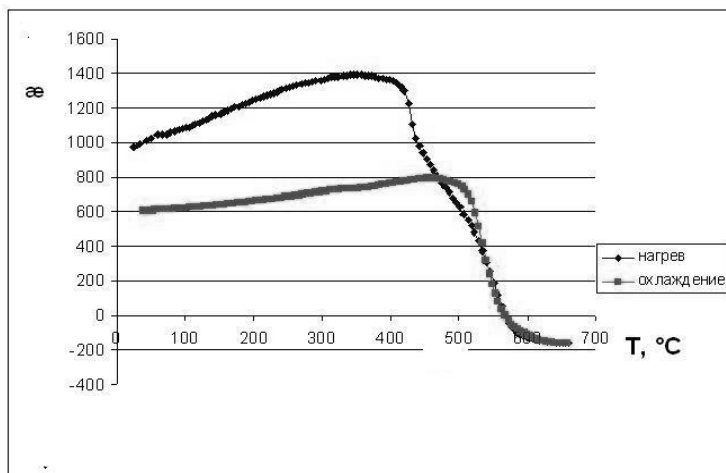


Рис. 6. Термомагнитная кривая a/T . Образец 6-20, арыджангская свита. Кривая нагрева идет сверху, кривая охлаждения – снизу.

1. Павлов В.Э., Флут 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. (в печати)
2. Fetisova A., Pavlov V., Veselovskiy R., Latyshev A. Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the traps from Maymecha-Kotuy area, the Siberian large igneous province (Khardakhsky, Arydzhangsky and Kogotoksky formations, the Kotuy river valley). EGU, 2010.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД ВЕРХОЛЕНСКОЙ СВИТЫ, ОТОБРАННЫХ В ВЕРХНЕМ ТЕЧЕНИИ Р. АНГАРЫ

М.С. Магомедов (magomedovms@gmail.com)

ИФЗ РАН, Москва

Палеомагнитное основание гипотезы относительного вращения Алданского и Ангаро-Анабарского блоков Сибирской платформы в среднем палеозое включает в себя данные, полученные для четырех временных уровней: среднего рифея, среднего кембрия, позднего кембрия и среднего ордовика (пландейло). В то время, как данные для среднего рифея, среднего кембрия и среднего ордовика получены с использованием современной палеомагнитной процедуры, часть результатов по позднему кембрию базируется на неполном размагничивании образцов и, следовательно, должна быть заверена. Это ка-

сается, главным образом, палеомагнитных исследований верхоленской свиты, выполненных в 60-70-х годах прошлого века [Гурарий Г.З., Трубихин В.М. 1968; Храмов А.Н. 1973; Кравчинский А.Я. 1970]. Эта свита широко распространена на юге Сибирской платформы и выходит на поверхность в многочисленных обнажениях в долинах верхнего течения рек Ангары, Лены и их притоков. В рамках рассматриваемой проблемы, верхоленская свита представляет особый интерес, поскольку может быть прослежена на территории Алданского и Ангаро-Анабарского блоков и предполагаемой переходной зоны [1].

Целью настоящей работы явилось заверка ранее опубликованных и получение новых палеомагнитных данных по верхоленской свите верхнего течения р. Ангары.

Нами было отобрано около 100 образцов (красноцветные алевролиты и песчаники) в ряде обнажений верхоленской свиты, расположенных на обоих берегах р. Ангары между поселками Ангарский и Шарагай (Рис. 1).

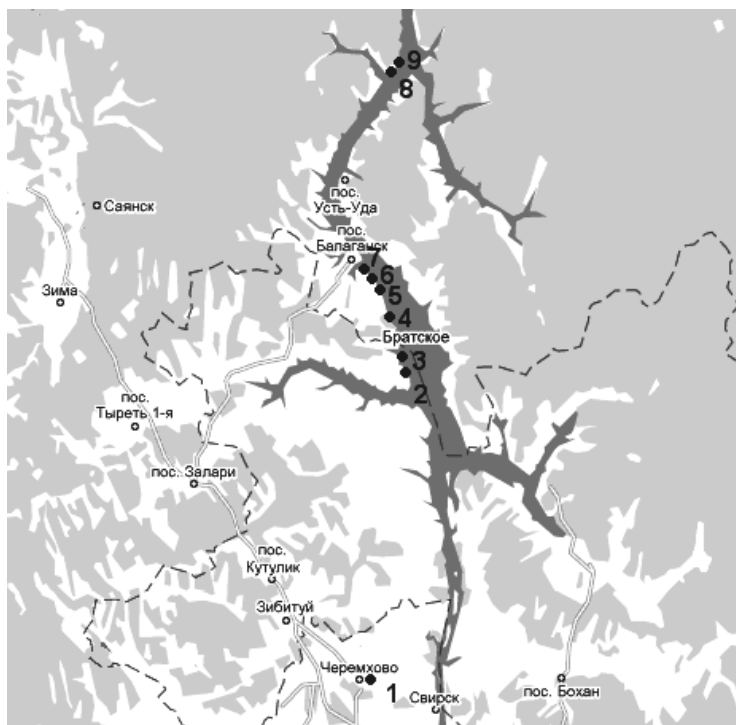


Рис. 1.

Проведенны палеомагнитные исследования отобранных образцов с применением температурной чистки. Температурная магнитная чистка показывает, что естественная остаточная намагниченность изученных пород включает в себя, обычно, две компоненты. Первая, менее стабильная компонента

разрушается при прогреве до 300-350°С Цельсия, имеет направление близкое к направлению современного магнитного поля и, вероятно, возникла относительно недавно в результате магнитовязких процессов и/или при вторичных преобразованиях пород в зоне гипергенеза. Более стабильная (характеристическая) компонента имеет максимальные разблокирующие температуры заметно большие 600°С, биполярна и характеризуется низкими наклонениями и юго-юго-восточными (северо-северо-западными) склонениями (Рис. 2).

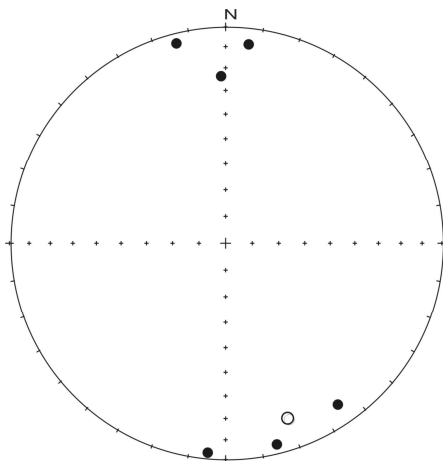


Рис. 2.

Положительный тест обращения ($\gamma/\gamma_{cr} = 18,5/27,6$), соответствие полученных направлений ожидаемым для верхнего кембрия, а также отличие соответствующего палеомагнитного полюса от более молодых полюсов Сибирской платформы, дают основание полагать, что выделенная характеристическая компонента намагниченности образовалась во время или вскоре после накопления изученных пород.

Сводные данные, полученные в ходе наших исследований, представлены в Табл. 1.

По этим данным для средней точки 54,6° с.ш. 103,2° в.д. было рассчитано положение палеомагнитного полюса. Его координаты – 37,0° с. ш. 119,4° в.д. Полученный результат означает, что изученный регион Сибирской платформы в верхоленское время находился в приэкваториальной области южного полушария, а Сибирская платформа была развернута к северу своей современной юго-юго-восточной стороной.

Рассчитанный нами полюс статистически не отличается от палеомагнитного полюса, полученного несколько лет назад Апариным с соавторами ($\gamma/\gamma_{cr} = 8,6/10,4$) по верхоленской свите верхнего течения реки Лены [2].

Ниже представлена таблица с данными по палеомагнитным полюсам, полученными Апариным В.П. (Качуг) и данным исследованием (Ангара).

Таблица 1.

№	Обнажение	N/R	n	Дср, °	Јср, °	k	$\alpha_{95}, ^\circ$
1	1	R	7	346,1	5,4	12,4	18,2
2	2	N	23	145,3	9,7	18,8	7,2
3	3	N	9	184,6	2,7	12,1	15,7
4	4	N	5	165,7	3,9	23,6	17,2
5	5	N	6	160,1	-14,6	6,6	28,2
6	6	R	4	358,4	24,1	22,8	19,7
7	7	R	7	6,8	8,3	5,9	27,4
8	Сводное по N		4s	165,3	5,7	16,8	31,1
9	Сводное по R		3s	352,8	13,3	32,0	16,5
10	СВОДНОЕ		7s	169,6	-5,3	18,9	14,2

Таблица 2.

	Дср, °	Јср, °	Ф, °	Λ, °	N	dp/dm, °	$\alpha_{95}, ^\circ$
Верхняя Ангара	167,1	-5,3	37,0	119,4	7,0	7,1/14,2	14,2
Качуг	159,0	-9,0	-37,0	132,0	9,0	3,7/7,3	5,2

Полученный результат указывает на то, что оба региона, начиная, по крайней мере с верхнего кембрия, входили в состав единого жесткого блока.

1. *V. Pavlov, V. Bachtadse, V. Mikhailov.* 2008. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 276, Issues 3–4, Pages 229–242.
2. *Апарин В.П., Хузин М.З., Константинов К.М., Константинов И.К.* 2009. Палеомагнитные исследования пород верхоленской свиты средне-позднего кембрия (Верхнее течение р. Лена). Материалы семинара Борок 2009, стр. 12–17.

МИКРОСТРУКТУРА, СОСТАВ И МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ЗЮВИТОВ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ

*Е.С. Сергиенко¹, В.А. Цельмович², В.В. Попов³,
А.Е. Цибульская⁴, Е.А. Драбкина¹, И.Н. Петров¹*

¹Физический ф-т СПбГУ, Санкт-Петербург;

²ГО «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок, Ярославская обл.;

³ВНИГРИ, Санкт-Петербург;

⁴ЗАО «ПОЛЯРГЕО», Санкт-Петербург;

Изучение магнитных свойств и магнитоминералогического состава глыбово-агломератовых зювитов Карской астроблемы представляет интерес с нескольких точек зрения.

Во-первых, импактные породы не часто попадают в поле зрения палеомагнитологов. Именно такими породами являются эювиты и тагамиты. Зювиты – импактные аллогенные брекчии с несортированными по размерам и неокатанными обломками, с содержанием более 10-15% стекол плавления. По структуре они сходны с вулканическими туфами. Установить генезис брекчированных пород позволяет прежде всего тот факт, что импактные образования от земных пород отличаются наличием признаков шок-метаморфизма, который может возникать только при мгновенном и резком изменении температуры и давления, обусловленных взрывом. Резкая смена условий приводит к новообразованиям среди горных пород. Воздействие шок-метаморфизма, что важно с палеомагнитной точки зрения, должно обеспечивать приобретение породами естественной остаточной намагниченности совозрастной импактному событию, предположительно термоостаточной природы, но при этом приводит к глубинным изменениям минерального состава пород, что вызывает необходимость тщательнейшего исследования химического и фазового состава магнитной фракции исследуемых образцов.

Во-вторых, возраст Карской астроблемы, определенной как граница мел-палеоген (граница мезозоя и кайнозоя, К/Т), относится к интереснейшему периоду истории Земли. Считается, что эта граница (65-67 млн. лет) ярко отразилась в крупных поверхностных и приповерхностных явлениях, таких как существенное вымирание биоты, мощная плюмовая магматическая активность, импактные явления, повышение магнитной восприимчивости океанских и морских отложений и др. Все вышеперечисленные явления могут быть (возможно, должны быть) взаимосвязаны и, более того, могут быть обусловлены одной причиной. Накопление данных о поведении магнитного поля Земли в этот период является важнейшим источником информации для понимания причин наблюдаемых особенностей, описания сценариев происходивших явлений.

Отличительной чертой глыбово-агломератовых зювитов является плохое перемешивание материала и низкая степень его сортировки. Основная масса имеет состав от алеврито-углинистого или кремнисто-глинистого до стекловатого и почти повсеместно хлоритизирована и пиритизирована, иногда оже-

лезнена [1]. Широко распространенные в глыбово-агломератовых зювитах импактные стекла образуют обломки, не несущие признаков раскристаллизации. В работе [2] описаны камасит, пирит и пирротин, встречающиеся в зювитах Карской астроблемы. При этом полагается, что все минералы железа в импактитах астроблемы кристаллизовались из импактного расплава, обогащенного никелем за счет вещества метеорита-ударника. В докристаллизационную стадию развития расплава имела место ликвация импактного расплава на рудную и силикатную жидкости. Показано [3], что состав импактитов кратера соответствует среднему составу пермских пород мишени (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы), мощность которых составляет 2,0-2,5 км. Спектральные анализы [4] позволили установить, что импактиты обогащены Ni, Co, Cr, по мнению авторов, характерными элементами космических тел, при падении которых возник Карский кратер.

Палеомагнитное исследование Карских импактитов представлено лишь одной публикацией. Так, в работе [5] исследовались всего 10 ориентированных образцов, представленных зювитами, содержащими большое количество стекла, и тагамитами. Исследования показали, что импактиты содержат главным образом намагниченность прямой полярности, которая наиболее интенсивна в зювитах. Однако естественная остаточная намагниченность двух образцов тагамитов производит впечатление смешанной с присутствием намагниченности обратной полярности. Направление выделенной компоненты прямой полярности близко направлению современного геомагнитного поля, с одной стороны. С другой стороны, наши исследования показывают однокомпонентный состав намагниченности прямой полярности, ее высокую стабильность, термоостаточную природу на основе метода Вилсона и полевых тестов складки, конгломератов и обожженного контакта и, таким образом, доказывают ее древний возраст. Тогда полученное направление может быть результатом тектонических движений, виртуального характера намагниченности или других причин.

В комплекс наших исследований входили следующие виды анализа: изучение аншлифов самих пород и магнитных фракций опико-микроскопическими и электронно-микроскопическими методами, определение химического состава минералов с помощью микрозондового анализа; проведение термомагнитного анализа намагниченности насыщения и магнитной восприимчивости; определение природы естественной остаточной намагниченности по методу Вилсона-Буракова.

Магнитные фракции изучались в ГО «Борок» с использованием оптического микроскопа "Olympus BX 51" и микрозонда «Tescan Vega II». Исследования аншлифов проводилось в «Междисциплинарном ресурсном центре по направлению «Нанотехнологии» СПбГУ. Использовались стерео микроскоп Zeiss Axio Imager и сканирующий электронный микроскоп Zeiss Supra 40VP с дополнительной системой энергодисперсионного рентгеновского микроанализа Oxford Instruments INCAx-act.

На Рис. 1 представлены результаты изучения магнитоминералогического состава образцов зювитов. Выявлен сложный фазовый состав железосодержащих минералов: сульфиды различного генезиса, магнитные и немагнитные (пирит, пирротин); самородные элементы (железо, никель, их агрегаты с различными примесями, никелин NiAs); мелкие субмикронные зерна магнетита, включая магнетитовые сферулы; частицы с тонкими структурами распада твердых растворов титаномагнетитового ряда (с распадом и перекристаллизацией первично магматических титаномагнетитов, ильменитов и гемсильменитов); иные минеральные агрегаты (барит, алюмосиликатные сферулы). Также методами оптической микроскопии выявлено наличие рутила, гематита, лимонита, гётита, перекристаллизованного графита.

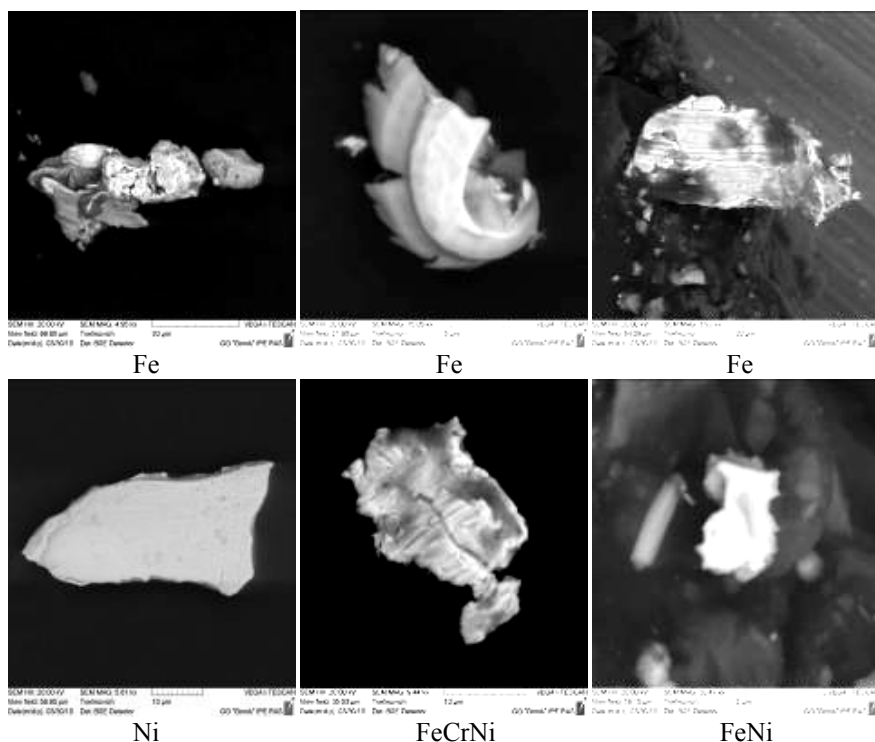


Рис. 1 (начало). Фотографии, полученные при исследовании образцов опτικο-микроскопическими и электронно-микроскопическими методами.

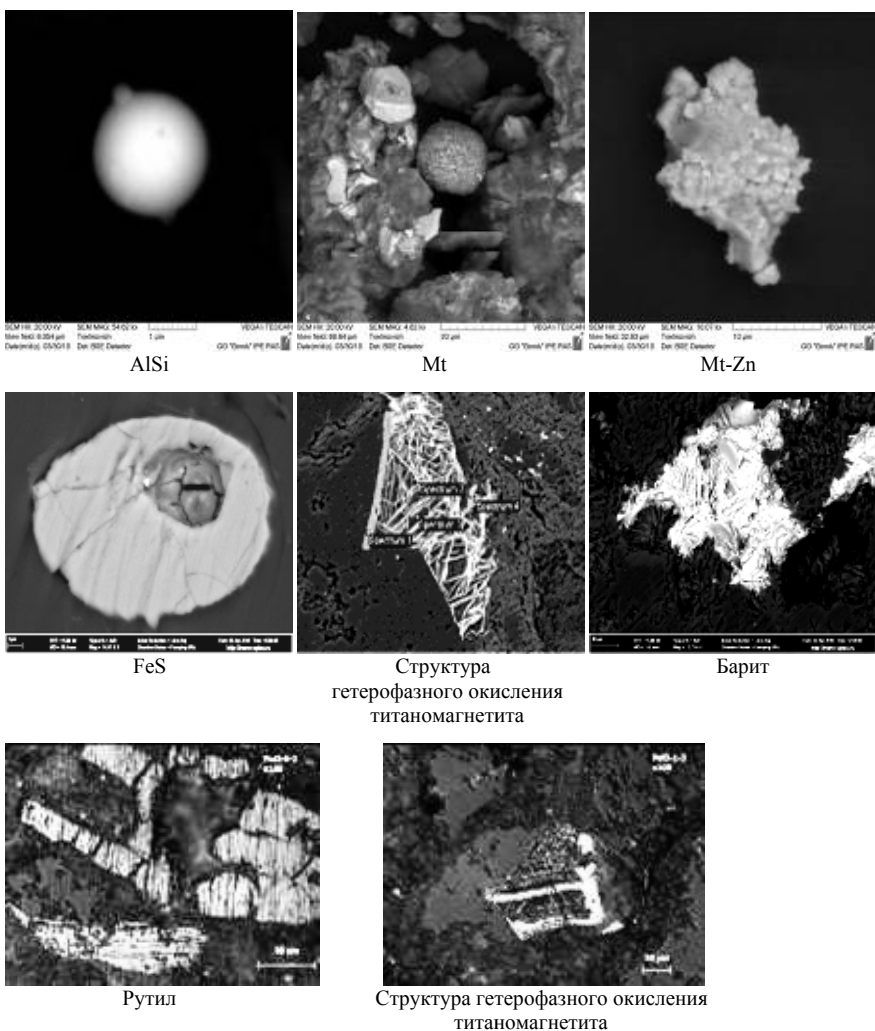


Рис. 1 (конец). Фотографии, полученные при исследовании образцов опτικο-микроскопическими и электронно-микроскопическими методами.

По результатам термомагнитного анализа выявлено наличие нескольких типов «поведения» зависимостей намагниченности насыщения и магнитной восприимчивости от температуры. Изучаемая коллекция зювитов может быть условно разделена на две части: 1) с преобладанием магнетитовой-титаномагнетитовой фазы и 2) с преобладанием сульфидов. Данные анализа по методу Вилсона-Буракова показывают, что первые несут остаточную на-

магниченность термоостаточной природы, которая может быть синхронной образованию зювитов, т.е. соответствовать моменту импактного события.

На рисунках 2-4 приведены характерные результаты терромагнитного анализа и данные сравнения разрушения естественной остаточной и лабораторной термоостаточной намагниченностей. Везде сплошная кривая – нагрев, пунктирная – охлаждение.

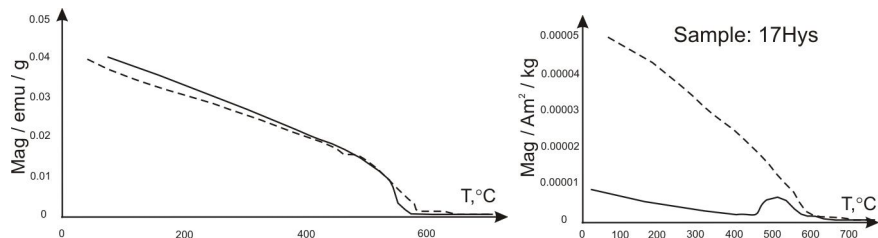


Рис. 2. Зависимость J_s от температуры в процессе нагрев-охлаждение в интервале температур 20-700°C.

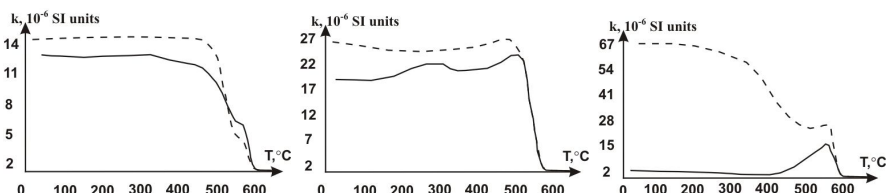


Рис. 3. Зависимость магнитной восприимчивости от температуры в процессе нагрев-охлаждение в интервале температур 20-700°C.

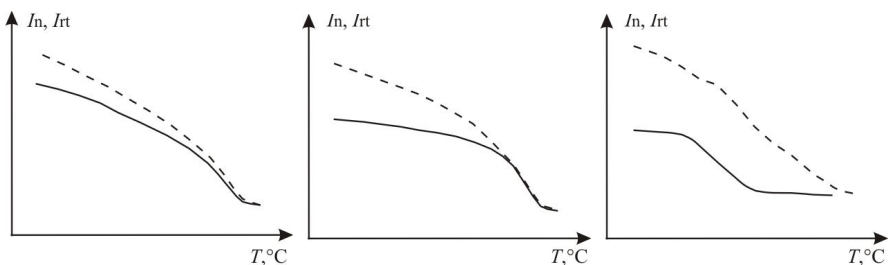


Рис. 4. Сравнение кривых разрушения TRM и NRM по методу Вильсона.

По результатам выполненных исследований можно сделать следующие выводы:

- Естественная остаточная намагниченность зювитов Карской астроблемы может иметь термоостаточную природу. Показано наличие нескольких видов носителей остаточной намагниченности. Появление «особых» точек на термоквиве может быть объяснено присутствием сульфидной, титано-магнетитовой, магнетитовой фаз. Это же подтверждено комплексом опти-

ко-микроскопических и электронно-микроскопических исследований с применением микрозондового анализа аншлифов и мономинеральных фракций.

- Среди выделенных для микрозондовых исследований магнитных частиц присутствуют минералы, состав которых можно отнести к минералам космического происхождения (самородные железо и никель, их сплавы, сплав никель-хром-железо, космические магнетитовые шарики и др.), аналогично [6–10], где исследовался разрез Гамс (Восточные Альпы), известный как типичный представитель границы мел-палеоген. Эти частицы не подвергались химическим изменениям и надежно сохранили палеомагнитный сигнал.
- Зювиты, с точки зрения палеомагнитных приложений – перспективный, но в то же время очень сложный объект. С одной стороны, специфическое для этих пород разнообразие магнитного материала и в высшей степени неоднородное его распределение предопределяют необходимость тщательнейшего исследования магнитных свойств и состава буквально каждого образца. С другой стороны, этот вид горных пород может нести очень стабильную во времени намагниченность термоостаточной природы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 10-05-00117а.

1. Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. Сборник статей под ред. В.Л. Масайтиса. Ленинград. Наука. 1990. 191 с.
2. Фельдман В.И., Сазонова Л.В., Гужова А.В. Акцессорные минералы железа в импактатах Карской Астроблемы (Пай-Хой). Докл. АН СССР. 1988, Vol.301, No.5, С.1191-1194
3. Masaitis V.L., Mashchak M.S., Selivanovskaya T.V. Parameters of excavation and melting zones of Kara crater. Lunar and Planet. Sci. - Houston (Tex.), 1989. - Vol. 20: 20th Conf., March 13-17, Abstr. Pap., P. 622-623
4. Селивановская Т.В., Мащак М.С., Масайтис В.Л. Импактные брекчии и импактиты Карской и Усть-Карской астроблем. Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. 1990. Л., С. 55-96
5. Badjukov B.D., Bazhenov M.L., Nazarov M.A. Paleomagnetism of impactites of the Kara impact crater: Preliminary results. Lunar and Planet. Sci. - Houston (Tex.), 1989. - Vol. 20: 20th Conf., March 17-17, 1989: Abstr. Pap., P. 34-35
6. Грачев А. Ф., Корчагин О. А., Цельмович В. А., Коллманн Х. А. Космическая пыль и микрометеориты в переходном слое глин на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы): морфология и химический состав // Физика Земли. 2008. №7. С. 42-57.
7. Tsel'movich V.A., Grachev A.F., Korchagin O.A. The first finds of silica glass from the Cretaceous-Paleogene (K/T) boundary clay layer in the Gams stratigraphic sequence, Eastern Alps // International Conference «100 years since Tunguska phenomenon: past, presents and future. June 26-28, Moscow. Moscow, 2008 P.221-222.
8. Грачев А.Ф., Печерский Д.М., Борисовский С.Е., Цельмович В.А. Магнитные минералы в осадках на границе мела и палеогена (разрез Гамс, Восточные Альпы) //Физика Земли. 2008. №10. С. 1-16.
9. Grachev A. F., Borisovsky S. E., and Tsel'movich V. A. Minerals of the Transitional Layer in Gams Sections. Chapter 4. // The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass extinction. // Workshop “Rapid Environmental/Climate Changes and Catastrophic Events in Late Cretaceous and Early Paleogene”. Gams bei Hieflau (Styria). April 24-28, 2009. Editor: Andrey F.Grachev. Geologische Bundesanstalt. 2009. Band 63.DOI: 10.2205/2009-GAMSbook. P.59-88.

10. Grachev A. F., Korchagin O. A., and Tsel'movich V. A. Cosmic Dust and Micrometeorites: Morphology and Chemical Composition Chapter 6. // The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass extinction. // Workshop "Rapid Environmental/Climate Changes and Catastrophic Events in Late Cretaceous and Early Paleogene". Gams bei Hieflau (Styria). April 24-28, 2009. Editor: Andrey F. Grachev. Geologische Bundesanstalt. 2009. Band 63. DOI: 10.2205/2009-GAMSbook. P. 135-146.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ САМООБРАЩЕНИЯ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Г.П. Марков¹ (gpmarkov@yandex.ru),
А.В. Латышев^{1,2} (anton.latyshev@gmail.com),
С.К. Грибов³ (gribov@borok.yar.ru), В.Э. Павлов¹

¹ИФЗ РАН, Москва;

²Геологический ф-т МГУ, Москва;

³ГО «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок, Ярославская обл.

В настоящее время эффект самообращения остаточной намагниченности установлен почти во всех ферро- и ферримагнитных материалах, в том числе и в горных породах [1–5]. Явление самообращения естественной остаточной намагниченности J_n , которая чаще всего имеет термоостаточную природу, нарушает основной принцип палеомагнетизма и магнетизма горных пород: направление вектора остаточной намагниченности соответствует направлению геомагнитного поля, существовавшему во время намагничивания горной породы. Поэтому при палеомагнитных исследованиях, особенно обратных зон магнитостратиграфической шкалы, необходимы доказательства возможности (либо невозможности) самообращения естественной остаточной намагниченности горных пород. Ранее проведенные исследования явления самообращения показали, что:

- самообращение термоостаточной намагниченности (TRM) в титаномагнетитах любого состава связано с образованием в результате окисления ферримагнитных фаз: высокотемпературной (магнетитовой) и низкотемпературной (гемоильменитовой);
- магнетитовая фаза жестче гемоильменитовой из-за напряжений, возникающих при гетерофазном окислении;
- длительная выдержка образцов при высоких температурах приводит к релаксации внутренних напряжений, уменьшению жесткости фаз, особенно магнетитовой, и затуханию эффекта самообращения.

Таким образом, явление частичного самообращения J_n (TRM) возможно в быстро остывающих с геологической точки зрения породах и может приводить как к аномально низким значениям J_n (магнитные аномалии), так и к появлению компоненты, намагниченной противоположно геомагнитному полю времени намагничивания.

В ходе магнитостратиграфических исследований пермо-триасовых трап-

пов Маймеча-Котуйской провинции в значительной части образцов базальтов онкучакской свиты, обнажающихся вдоль правого берега р. Маймеча в 3 км выше устья р. Коготок, нами установлено присутствие древних антиподальных компонент намагниченности. Наличие этих компонент, возможно, указывает на существование эффекта частичного самообращения при образовании намагниченности этих пород, что в случае подтверждения, может создать серьезные проблемы при определении полярности геомагнитного поля времени формирования исследуемых толщ.

В настоящем сообщении приводятся предварительные результаты экспериментов, цель которых состояла в проверке возможности частичного самообращения при образовании естественной остаточной намагниченности пород онкучакской свиты.

Для этого на ряде образцов в интервале температур 600–20°C в поле $H = 1$ Э была создана полная термоостаточная намагниченность TRM, которая впоследствии была разрушена в ходе непрерывного нагрева до 600°C. Кривая терморазмагничивания полной TRM имеет вид нормальной термомагнитной кривой с направлением TRM по полю и с максимальной разблокирующей температурой близкой к точке Кюри магнетита $T_c = 580^\circ\text{C}$ (Рис. 1). Вид термомагнитной кривой практически не изменяется в случае повторных нагревов. Эффекта самообращения нет, либо он проявлен крайне слабо.

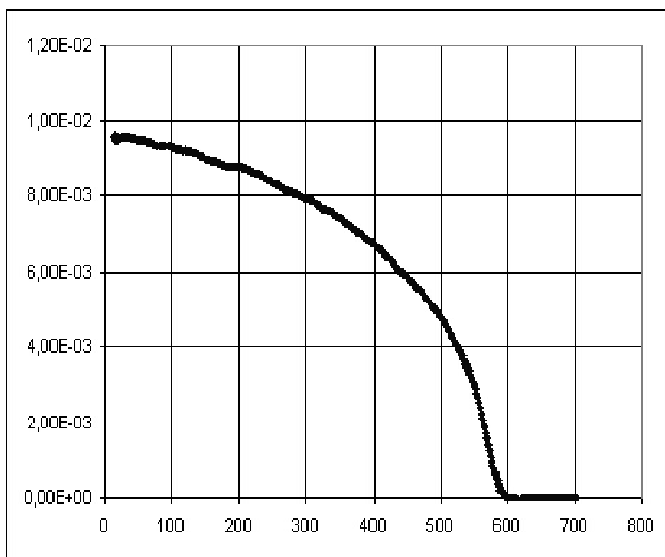


Рис. 1. Температурная зависимость полной TRM (нагрев со скоростью 0,5°C/сек).

В то же время при терморазмагничивании парциальной термоостаточной намагниченности (pTRM), созданной в интервале температур 600–500°C в поле $H = 1$ Э, в районе 530–550°C на термомагнитной кривой наблюдается

пик, определенно свидетельствующий об образовании обратно намагниченной компоненты (Рис. 2).

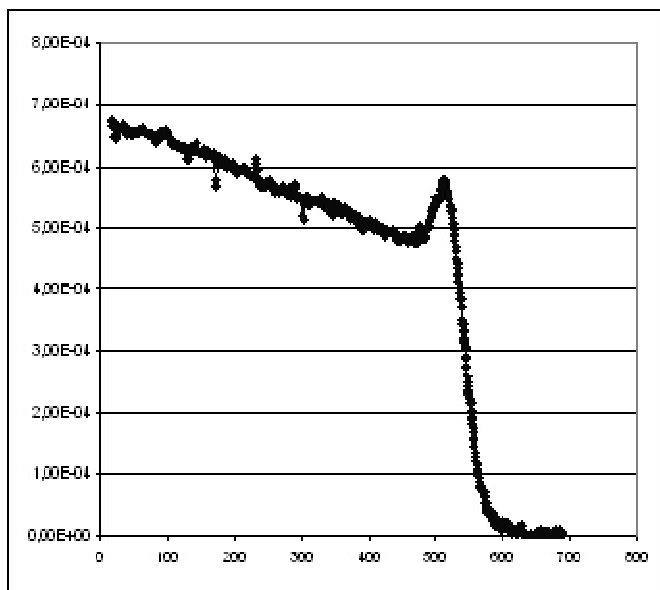


Рис. 2. Температурная зависимость парциальной TRM (pTRM), созданной в поле 1 Э в интервале температур 600–500°C.

Таким образом, полученные предварительные результаты показывают, что эффект самообращения в исследуемых образцах действительно имеет место. При этом на настоящий момент мы не можем объяснить, почему этот эффект наблюдается только при образовании высокотемпературной парциальной термоостаточной намагниченности.

В качестве рабочей гипотезы мы полагаем, что ответственным за наблюдаемый эффект самообращения является спинодальный распад в титаномагнетитах [4]. Дальнейшие детальные исследования позволят подтвердить или опровергнуть это предположение.

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант №10-05-00557.

1. Власов А.Я., Звездинцев А.Г., Богданов А.А. Самообращение намагниченности в искусственных ильменито-гематитовых твердых растворах. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1963.
2. Минабаев Р.А., Мясников В.С., Петрова Г.Н. Об одном случае самообращения остаточной намагниченности. Изв. АН СССР, № 8, 1966, с.96-101.
3. Большаков А.С., Мельников Б.Н., Дашевская Д.М. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 6, 1973, с. 106.
4. Мельников Б.Н., Хисина Н.Р. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 10, 1976, с. 84-91.
5. Большаков А.С., Мельников Б.Н. ДАН СССР, № 6, 1973.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	3
Магнитное и концентрационное упорядочение в частицах конечных размеров <i>Л.Л. Афремов, Ю.В. Кириенко, Т.Н. Гнетицкая</i>	4
Влияние механических напряжений на магнитные состояния суперпарамагнитных двухфазных частиц <i>Л.Л. Афремов, Ю.В. Кириенко, Т.Н. Гнетицкая</i>	10
Об использовании магнитных характеристик осадочных пород для палеоклиматических реконструкций и корреляций <i>В.А. Большаков</i>	16
Палеомагнетизм среднепалеозойских осадочных пород Амурской плиты <i>Ю.С. Бретштейн</i>	23
Особенности магнитных минералов палеозойских вулканитов Дальнего Востока <i>Ю.С. Бретштейн, В.А. Цельмович</i>	29
Применение метода регидроксидации в археомагнитных исследования для датирования материалов из обожженных глин <i>К.С. Бураков, И.Е. Начасова</i>	36
Предварительные результаты палеомагнитных исследований девонских даек Кольского полуострова <i>Р.В. Веселовский, А.А. Арзамасцев, С.Б. Боцун, А.М. Фетисова</i>	44
Гигантские скачки Баркгаузена в изверженных горных породах <i>В.С. Вечфинский, С.С. Соловьева, В.В. Федин</i>	48
Гистерезисные параметры как отражение необычного магнитного поведения наночастиц гетита, синтезированного с применением поверхностно активных веществ <i>Т.С. Гендлер, А.Н. Антонов, А.А. Новакова</i>	51
Особенности термического фазового превращения природных лепидокрокитов по данным рентгеновской дифракции <i>С.К. Грибов, А.В. Долотов</i>	60
Вейвлет-анализ палеомагнитных данных. «Короткие» (500 – 4500 лет) характерные времена колебаний элементов геомагнитного поля и магнитных характеристик пород поздней половины хрона Матуяма (Западная Туркмения) <i>Г.З. Гурарий, М.В. Алексютин, Н.М. Атаев</i>	67
Палеомагнетизм девонских и каменноугольных отложений архипелага Шпицберген <i>А.Г. Иосифиди, А.Н. Храмов, Р.А. Комиссарова</i>	72
Интерпретация палеомагнитных данных Восточной Сибири с целью разработки геодинамической модели формирования среднепалеозойских кимберлитов и траппов Якутской алмазоносной провинции <i>К.М. Константинов</i>	79

Отрицательная естественная остаточная намагниченность кимберлитов Якутской алмазоносной провинции: случайность или закономерность? <i>К.М. Константинов, В.М. Жандалинов</i>	85
Изменения биоты и знака геомагнитного поля в фанерозе <i>Д.М. Печерский, Любушин А.А.</i>	92
Палеомагнетизм отложений лессово-почвенного разреза Пекла в интервале 450-50 тыс. лет <i>О.В. Пилипенко, В.М. Трубихин</i>	99
Результаты новых палеомагнитных исследований импактных пород кратера Карской астроблемы. Положение палеомагнитного полюса Пай-Хоя в момент удара (67 млн. лет) <i>В.В. Попов, А.Е. Цибульская, Е.С. Сергиенко, Р.А. Комиссарова, Драбкина Е.А.</i>	106
Проявление геомагнитного экскурса Этруссия-Стерно в полярных сияниях? <i>О.М. Распов, Е.Г. Гуськова, В.А. Дергачев</i>	113
Палеомагнетизм девона северо-востока главного девонского поля: ключевой палеомагнитный полюс и магнитостратиграфия верхнего франа <i>В.П. Родионов, А.Н. Храмов, Е.Л. Гуревич, В.А. Томша</i>	121
Раннеордовикская магнитополярная последовательность: новые результаты по северо-западу Сибирской платформы <i>В.П. Родионов, А.Н. Храмов, Е.Л. Гуревич</i>	127
Сравнение свойств термохимической и термоостаточной намагниченностей в применении к методике Телье определения палеонапряжённости <i>Р.В. Смирнова, В.П. Щербаков, Ю.К. Виноградов</i>	132
Палеомагнетизм лессовых голоценовых отложений Узбекистана на примере разрезов Карасу и Чирчик <i>А.Г. Стельмах</i>	137
Палеомагнетизм юрско-меловых пород Киселевского блока Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса <i>А.И. Ступина, А.В. Косынкин, А.Ю. Песков, А.Н. Диденко</i>	142
Палеомагнитное изучение пограничных слоев девона и карбона в разрезе мыс Костяной, о. Вайгач <i>В.А. Томша, А.Г. Иосифиди, А.В. Журавлев, Я.А. Вевель</i>	148
Последовательность геомагнитной полярности в течение миоцена: дополнительные новые данные по разрезам на Таманском полуострове <i>В.А. Томша, А.Н. Храмов, А.Г. Иосифиди, В.В. Попов, С.Г. Langereis, Ю. Васильев, W. Kriegsmann</i>	153
Петромагнитное и палеомагнитное изучение мезотических отложений разреза Попов Камень (Таманский п-ов) <i>В.М. Трубихин, О.В. Пилипенко</i>	160
Диагностика происхождения магнитных микросфер <i>В.А. Цельмович, О.А. Корчагин, А.Н. Некрасов, С.В. Старченко</i>	165
Геофизическая терминология в 3-ем издании «Геологического словаря» <i>В.С. Цирель, Е.В. Лавникова</i>	172

Температура ферромагнитного упорядочения и пространственное распределение спонтанной намагниченности в ферромагнитных наночастицах <i>В.П. Щербаков, Н.К. Сычева</i>	179
Палеонапряжённость геомагнитного поля в мелу (по меловым породам Монголии) <i>В.В. Щербакова, Д.В. Коваленко, В.П. Щербаков, Г.В. Жидков</i>	187
Определение палеонапряжённости по сибирским траппам Маймеча-Котуйской провинции <i>В.В. Щербакова, В.П. Щербаков, Г.В. Жидков, А.В. Латышев</i>	195
Петромагнетизм анортозитов Геранского хребта и его структура по данным геопотенциальных полей <i>А.В. Косынкин, А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов, А.Ю. Песков</i>	202
Палеопротерозойская кривая кажущейся миграции палеомагнитного полюса Сибирского кратона <i>В.Ю. Водовозов, А.Н. Диденко, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.М. Мазукабзов</i>	209
Магнитная минералогия пермо-триасовых вулканических пород Маймеча-Котуйской трапповой провинции (север Сибирской платформы) <i>А.В. Латышев, Г.П. Марков, В.Э. Павлов, В.А. Цельмович</i>	217
Палеомагнитные исследования пород верхоленской свиты, отобранных в верхнем течении р. Ангары <i>М.С. Магомедов</i>	223
Микроструктура, состав и магнитные свойства зювитов Карской астроблемы <i>Е.С. Сергиенко, В.А. Цельмович, В.В. Попов, А.Е. Цибульская, Е.А. Драбкина, И.Н. Петров</i>	227
Предварительные результаты исследования самообращения остаточной намагниченности горных пород <i>Г.П. Марков, А.В. Латышев, С.К. Грибов, В.Э. Павлов</i>	233

ЗАМЕТКИ

ЗАМЕТКИ

