

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И МАГНЕТИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД

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

8 – 12 октября 2012 г.

Санкт-Петербург, Петергоф

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

**Палеомагнетизм
и магнетизм
горных пород**

теория, практика, эксперимент

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

*Санкт-Петербург, Петергоф
8 – 12 октября 2012 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 № 10-05-0690г).

Палеомагнетизм и магнетизм горных пород (теория, практика, эксперимент). Материалы международной школы-семинара "Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород" – СПб.: СОЛО. 2012. 314 с.

ISBN 978-5-98340-296-6

Санкт-Петербург, Петергоф, 8–12 октября 2012 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 РАН, при финансовой поддержке Президиума РАН и Российского фонда фундаментальных исследований, проводится ежегодно, с небольшими перерывами, уже с 1979 года. В текущем году он проводился с 8 по 12 октября 2012 года в рамках Международной конференции "Гео-космос" на базе Санкт-Петербургского государственного университета. В работе семинара приняло участие более 60 человек из 22 организаций (Институтов РАН, университетов и др. организаций) 15 городов России.

В этом году семинар проходил в преддверии 85-летнего юбилея основателя научной школы палеомагнитологии на пространстве бывшего Советского Союза, крупнейшего ученого с мировым именем, внесшего непреходящий вклад в мировую науку, Алексея Никитича Храмова и был посвящен этому событию. Существенным отличием проведённого семинара от предыдущих было заметное участие в нём иностранных учёных. В работе семинара принимали участие проф. Карл Фабиан (Геологическая Служба Норвегии, г. Тронхейм), проф. Луис Альва-Вальдивиа (Институт Геофизики, Национальный автономный университет Мексики, г. Мехико), проф. Кодзи Фукума (университет Doshisha, г. Киото, Япония), проф. Магдалена Кадзалко-Хофмюль и проф. Мария Тейсир-Еленьска (Институт геофизики ПАН, г. Варшава, Польша). Тематика семинара охватывала практически все аспекты геомагнетизма, относящиеся к постоянному магнитному полю: проблемы генерации главного геомагнитного поля, восстановление картины прохождения инверсий геомагнитного поля, вековые вариации, определение палеонапряженности, организация баз данных, палеоклиматические реконструкции, магнетизм горных пород. Всего на семинаре было представлено 37 приглашённых и пленарных докладов, а также 32 стендовых доклада. Приглашенные доклады были представлены ведущими зарубежными и российскими специалистами.

Большинство приглашенных и пленарных докладов было выполнено на высоком научном уровне, с обзором современного состояния обсуждавшейся проблемы, в соответствии с требованиями, предъявляемыми к школе - семинару. Большой интерес, как обычно, вызвали доклады по теории геодинамо (Д. Д. Соколов, С. В. Старченко) и особенностям поведения геомагнитного поля в различных геологических периодах (А. Н. Храмов, В. П. Щербаков). В докладах, прозвучавших на семинаре, живо обсуждались вопросы геометрии поля во время геомагнитных инверсий (К. Фабиан, Г. З. Гурарий), а также статистика длительности интервалов устойчивой магнитной полярности (К. Фабиан, В. П. Щербаков, Д. Д. Соколов). Затрагивались вопросы корреляции магнитных свойств горных пород и качества палеомагнитных данных, возможности существования связи климата с изменениями магнитного поля Земли (В. А. Дергачёв). Все эти вопросы находятся в настоящее время в центре внимания мирового палео- и геомагнитного сообщества, вокруг них ведутся острые дискуссии.

Несомненный интерес представляют новые результаты по разработке кривых кажущейся миграции полюса для древних платформ Северной Евразии – Сибирской и Восточно-Европейской (А. В. Шацлло, С. Ю. Орлов, В. В. Попов), о напряженности поля в различные геологические интервалы (В. В. Щербакова и др.), новые магнитостратиграфические данные (А. Н. Храмов, А. Ю. Гужиков).

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

Зависимость магнитных состояний гетерофазных суперпарамагнитных частиц от механических напряжений

Афремов Л.Л., Ильюшин И.Г., Иванова Е.Б.

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток

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.

Гетерофазность магнитных материалов может быть обусловлена различными факторами. Так, титаномагнетиты, являющиеся основными носителями магнитных свойств природных материалов, могут подвергаться процессам распада [1] или окисления [2, 3]. Примером многофазных искусственных магнитных материалов могут служить системы наночастиц, используемые в устройствах магнитной памяти. Носителями магнитных свойств элементов магнитной памяти могут быть подверженные поверхностному окислению частицы железа [4, 5] или покрытые другими материалами магнитные наночастицы, например, частицы γ - Fe_2O_3 покрытые кобальтом [6 – 7]. К многофазным можно также отнести особым образом полученные аморфные магнетики. Процесс образования фаз в таких магнетиках связан с переходом аморфного материала из метастабильного в равновесное состояние (см., например, [9]). Здесь особый интерес представляют нанокристаллические сплавы, в магнитной матрице которых распределены зерна другого ферромагнетика.

Достаточно подробное теоретическое исследование магнитных состояний и процессов намагничивания системы гетерофазных частиц представлено в работах [9 – 12]. Отметим, что в работе [12] нами проведено расширение модели [10, 11] на многоосные двухфазные частицы размер которых превосходит размер суперпарамагнитного перехода и исследовано влияние механических напряжений на магнитные состояния таких частиц. В данной статье предлагается метод позволяющий оценить влияние механических напряжений на степень метастабильности магнитных состояний гетерофазных суперпарамагнитных наночастиц.

Описание модели Воспользуемся моделью двухфазной наночастицы (см. Рис. 1) подробно описанной в работе [12] исключив положение об ограничении объема частицы снизу объемом суперпарамагнитного перехода. В отличие от плоскопараллельной модели [10, 11] в данной работе нами используется более правдоподобная модель «включения» представленная на Рис. 1.

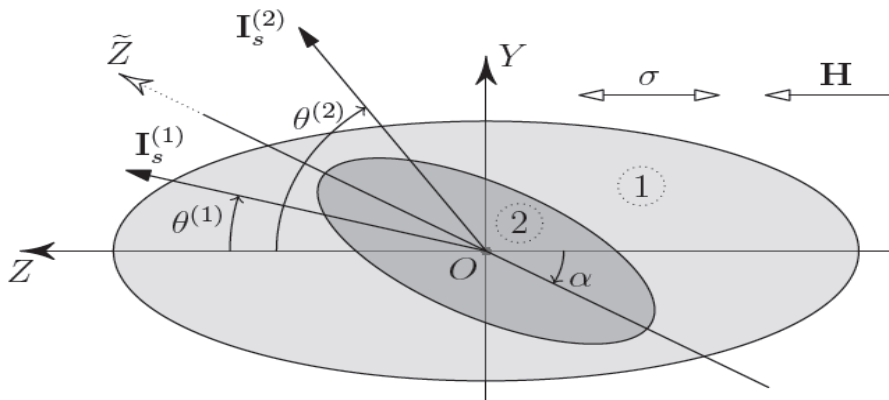


Рис. 1. Иллюстрация модели двухфазных наночастиц.

Согласно работе [12] в пренебрежении тепловыми флуктуациями в отсутствие внешнего магнитного поля двухфазная частица может находиться в одном из четырех 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 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 пренебречь тепловыми флуктуациями нельзя, то магнитные моменты фаз могут переходить из одного состояния в другое. При этом 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.

Подробный расчет потенциальных барьеров представлен в Приложении В работы [10]. Высота потенциального барьера E_{ik} определяется критическим полем перехода из i -го состояния в k -е $H_c^{(i \rightarrow k)}$, которое можно определить из условия минимума плотности полной энергии двухфазной наночастицы. Эта энергия складывается из плотности энергии кристаллографической анизотропии кристалла кубической симметрии E_A , плотности энергии магнитостатического взаимодействия E_m , плотности энергии зерна в поле механических напряжений E_σ , плотности энергии межфазного обменного взаимодействия E_{ex} и плотности энергии магнитного момента зерна во внешнем магнитном

поле E_H . Как было показано в работе [12] плотность полной энергии двухфазной наночастицы равна:

$$E = E_A + E_\sigma + E_m + E_{ex} + E_H =$$

$$\left\{ -\frac{(I_s^{(1)})^2}{4} K^{(1)} \cos 2\vartheta^{(1)} - \frac{(I_s^{(2)})^2}{4} K^{(2)} \cos 2\vartheta^{(2)} + I_s^{(1)} I_s^{(2)} [-\mathcal{U}_1 \sin \vartheta^{(1)} \sin \vartheta^{(2)} + \mathcal{U}_2 \cos \vartheta^{(1)} \cos \vartheta^{(2)}] - H [I_s^{(1)} (1 - \varepsilon) \cos \vartheta^{(1)} + I_s^{(2)} \varepsilon \cos \vartheta^{(2)}] \right\} V, \quad (1)$$

$$K^{(1)} = (1 - \varepsilon)(k_A^{(1)} + k_\sigma^{(1)}) + (1 - 2\varepsilon)k_N^{(1)} + \varepsilon k_N^{(2)},$$

$$K^{(2)} = \varepsilon(k_A^{(2)} + k_\sigma^{(2)} + k_N^{(2)}), \quad \mathcal{U}_1 = \varepsilon \left(\frac{(k_N^{(1)} - k_N^{(2)})}{3} + \frac{2sA_{in}}{v \delta I_s^{(1)} I_s^{(2)}} \right), \quad \mathcal{U}_2 =$$

$$\varepsilon \left(\frac{2(k_N^{(1)} - k_N^{(2)})}{3} - \frac{2sA_{in}}{v \delta I_s^{(1)} I_s^{(2)}} \right),$$

величина ε – относительный объем второй фазы, $k_{A1}^{(1,2)}$ и $k_{A2}^{(1,2)}$ – безразмерные константы кристаллографической анизотропии первого или второго порядка 1-й либо 2-й фазы соответственно, $k_\sigma^{(1,2)} = \Lambda^{(1,2)} \sigma$, $\Lambda^{(1,2)} = 3\lambda_{100}^{(1,2)} / (I_s^{(1,2)})^2$ 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, константа анизотропии формы $k_N = 2\pi (1 - 3N_z)$ выражается через размагничивающий коэффициент вдоль длинной оси N_z , зависящий только от вытянутости эллипсоида q : $N_z = [q \ln(q + \sqrt{q^2 - 1}) - \sqrt{q^2 - 1}] / (q^2 - 1)^{3/2}$, A_{in} – константа межфазного обменного взаимодействия, δ – ширина переходной области, имеющая порядок постоянной решетки, s и v площадь поверхности и объем второй фазы соответственно.

Минимизация плотности полной энергии $E = E_A + E_\sigma + E_m + E_{ex} + E_H$ наночастицы приводит выражениям критических полей, которые несколько отличаются от полученных в работе [11]. Так критическое поле перехода из первого состояния в четвертое (из четвертого в первое) и симметричного относительно направления магнитного поля H из третьего во второе (из второго в третье) равны:

$$H_c \left(\frac{1 \rightarrow 4}{4 \rightarrow 1} \right) = H_c \left(\frac{3 \rightarrow 2}{2 \rightarrow 3} \right) = \frac{|K^{(1)}| I_s^{(1)} \mp \mathcal{U}_2 I_s^{(2)}}{1 - \varepsilon}. \quad (2)$$

Аналогичным образом можно определить критические поля перехода из первого во второе (из второго в первое) из третьего в четвертое (четвертого в третье) состояние:

$$H_c \left(\frac{1 \rightarrow 2}{2 \rightarrow 1} \right) = H_c \left(\frac{3 \rightarrow 4}{4 \rightarrow 3} \right) = \frac{|K^{(2)}| I_s^{(2)} \mp \mathcal{U}_2 I_s^{(1)}}{\varepsilon}, \quad (3)$$

из третьего состояния в первое (из второго в четвертое) и обратно:

$$H_c \left(\frac{3 \rightarrow 1}{1 \rightarrow 3} \right) = H_c \left(\frac{1 \rightarrow 3}{4 \rightarrow 2} \right) = \frac{|K^{(1)}| (I_s^{(1)})^2 + |K^{(2)}| (I_s^{(2)})^2 \pm 2(k_N^{(2)} - k_N^{(1)}) I_s^{(1)} I_s^{(2)}}{(1 - \varepsilon) I_s^{(1)} + \varepsilon I_s^{(2)}}. \quad (4)$$

Знание спектра критических полей, позволяет рассчитать вероятности перехода из одного состояния в другое, а, следовательно, и вектор заселенности состояний двухфазной частицы $\mathbf{n}(t) = \{N_1(t), N_2(t), N_3(t), N_4(t)\} = \{\mathbf{N}(t), N_4(t)\}$. Как было показано в работах [10, 11]

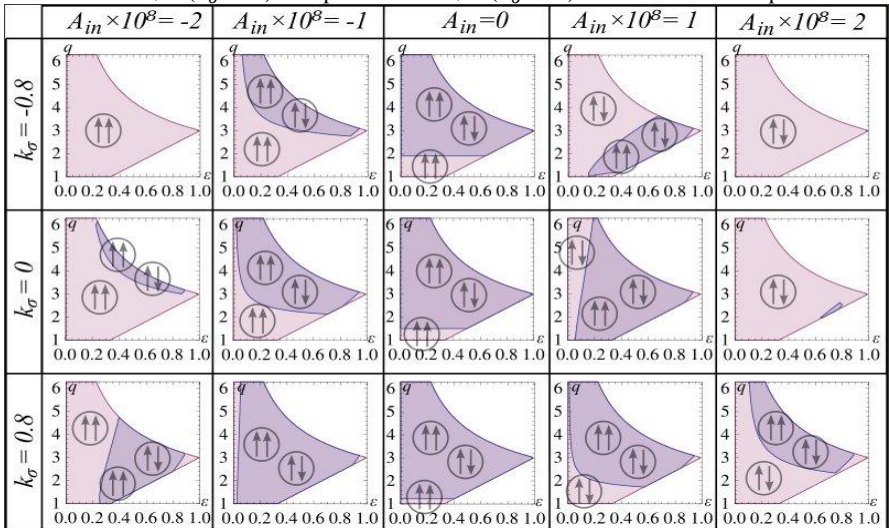
$$N(t) = N_0 \exp(\overline{W}t) + V \int_0^t \exp\{\overline{W}(t-\tau)\} d\tau, \quad (5)$$

где $N_4 = 1 - N_1(t) - N_2(t) - N_3(t)$,

$$N = \begin{pmatrix} N_1(t) \\ N_2(t) \\ N_3(t) \end{pmatrix}, V = \begin{pmatrix} W_{41} \\ W_{24} \\ W_{43} \end{pmatrix}, N_0 = \begin{pmatrix} N_1(0) \\ N_2(0) \\ N_3(0) \end{pmatrix}, \overline{W} = \begin{cases} -\sum_{j \neq i}^4 W_{ij} - W_{4i}, & i = k \\ W_{ki} - W_{4i}, & i \neq r \end{cases}. \quad (6)$$

Соотношения (2) – (6) полностью определяют заселенность магнитных состояний суперпарамагнитных двухфазных частиц. Они позволяют исследовать зависимость от механических напряжений метастабильность магнитных состояний таких частиц.

Таблица. Диаграммы основных и метастабильных состояний ансамбля двухфазных частиц различающихся величиной межфазного взаимодействия A_{in} и находящихся в поле сжимающих ($k_\sigma < 0$) или растягивающих ($k_\sigma > 0$) механических напряжений.



Рассмотрим систему одинаковых двухфазных наночастиц различающихся объемом ϵV и вытянутостью q внедрения. На диаграмме $\{\epsilon, q\}$ каждой такой частице можно сопоставить точку. Тогда линии $p(\epsilon, q) = 0$ определяют области диаграммы, в которых реализуется то или иное магнитное состояние. В таблице представлены диаграммы основных и метастабильных состояний двухфазных частиц ($\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_{2.44}\text{Ti}_{0.56}\text{O}_4$), различающихся величиной межфазного обменного взаимодействия A_{in} , и подверженных сжимающим ($k_\sigma < 0$) или растягивающим ($k_\sigma > 0$) напряжениям ($k_\sigma = 3\lambda_{100}^{(1)}\sigma / k_{A1}^{(1)}(I_s^{(1)})^2$, $k_{A1}^{(1)} > 0$ и $k_\sigma = 3\lambda_{111}^{(1)}\sigma / |k_{A1}^{(1)}|(I_s^{(1)})^2$, $k_{A1}^{(1)} < 0$). Частицы, изображающие точки которых попали на фазовой диаграмме $\{\epsilon, q\}$ в область, выделенную темным цветом, могут находиться в основном или метастабильном состоянии, понав-

шие в светлую закрашенную область – находятся в основном состоянии. Степень метастабильности системы наночастиц α_m определим как отношение площадей: темной части диаграммы к общей – темной и светлой. Очевидно, что наночастицы могут находиться в метастабильном состоянии лишь в ограниченном диапазоне значений константы межфазного обменного взаимодействия (см. Рис. 2).

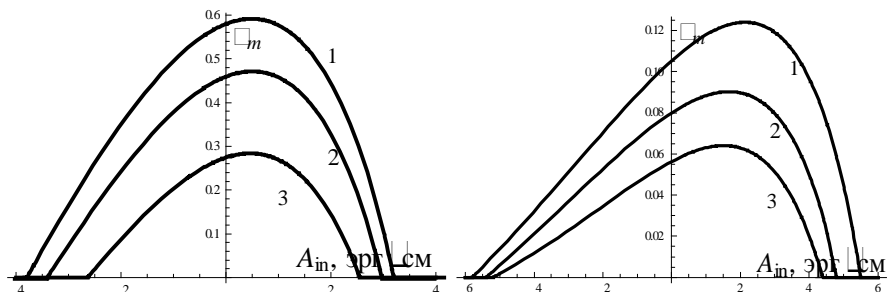


Рис. 2. Зависимость степени метастабильности α_m систем наночастиц ($\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_{2,44}\text{Ti}_{0,56}\text{O}_4$) от величины межфазного обменного взаимодействия A_{in} , относительных механических напряжений k_σ и размеров наночастиц b (слева – $b = 15 \text{ nm}$, справа – $b = 30 \text{ nm}$). Кривые 1, 2 и 3 рассчитаны при $k_\sigma = 0,8$, $k_\sigma = 0$ и $k_\sigma = -0,8$ соответственно.

Из таблицы и Рис. 2 следует, что растяжение увеличивает как степень метастабильности, сжатие приводит к обратному эффекту. Описанная зависимость метастабильности от механических напряжений вполне ожидаема. Так как рост растягивающих напряжений приводит к увеличению магнитной анизотропии и, следовательно, к расширению области метастабильных состояний, в то время как сжимающие напряжения – уменьшают анизотропию.

1. Ганеев А.К., Цельмович В.А. Состав гетерофазноокисленных природных и синтетических титаномагнетитов // Физика Земли. 1988. № 10. С. 42–48.
2. Ганеев А.К., Цельмович В.А. Микроструктура природных гетерофазноокисленных титаномагнетитов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 4. С. 100–101.
3. Артемова Т.Г., Ганеев А.К. О распаде твёрдых растворов в системе магнетит-ульвошинель // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 12. С. 82–87.
4. Haneda K., Morrish A.H. Mössbauer study of Fe-oxide surface layers formed on small Fe particles // Surface Science. _1978. Vol. 77, no. 3. Pp. 584–590.
5. Papaefthymiou V., Kostikas A., Simopoulos A., Niarchos D., Gangopadhyay S., Hanjipayanis G., Sorensen C.M., Klabunde K.J. // J. Appl. Phys., 1990, 67 (9), p. 4487.
6. Yang J.- S., Chang C.- R. Magnetization curling in elongated heterostructure particles // Phys. Rev. B. 1994. Vol. 49, no. 17. Pp. 11877–11885.
7. GrigorovaM., Bluthe H.J., Blaskov V., Rusanov V., Petkov V., Masheva V., Nihtianova D., MarinezL.M., Munoz J.S., Mirhov M. Magnetic properties and Mössbauer spectra of nanosized CoFe_2O_4 powders. // Journal of magnetism and magnetic materials. _1998. Vol. 183, no. 1-2. Pp. 163–172.
8. Хандрих К., Кобе С. Аморфные ферро – и ферримагнетики: Пер. с нем. – М.: Мир, 1982, 296 с.

9. Yang J.- S., Chang C.- R. The influence of interfacial exchange on the coercivity of acicular coated particle // J. Appl. Phys., 1991, v. **69**, № 11, p. 7756.
10. Афремов Л.Л., Панов А.В. Теория намагниченности двухфазных суперпарамагнитных частиц. I. Магнитные состояния. // ФММ, т. 82, в. 5, 1996, с. 5-16, (с. 17-23).
11. Афремов Л.Л., Кириенко Ю.В., Гнитецкая Т.Н. Влияние механических напряжений на магнитные состояния суперпарамагнитных двухфазных частиц. // «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород». Материалы семинара. С-Петербург, Петродворец, 2011, с. 10-15.
12. Afremov L.L., Kirienko Yu.V. Magnetic states of heterophase particle in the field of mechanical stresses // Advanced Materials Research, Vols. 557-559, 2012, pp 735-738.

О магнитных свойствах грейгита из осадков Северного Каспия: подведение итогов, некоторые вопросы и ответы

Большаков В.А.¹, Долотов А.В.²

¹ *Географический факультет МГУ, Москва*

² *ГО «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Некоузский район, Ярославская область*

Магнитные свойства грейгита активно исследуются в последние два десятилетия (ссылки в работах Dekkers et al. и Roberts et al. [1, 2]). Мы также приняли участие в этих исследованиях, изучая магнитные свойства грейгита из донных осадков Северного Каспия [3–6]. В наших публикациях подробно описана методика исследований и полученные результаты, в частности, приводятся данные магнитных и рентгеновских исследований магнитных экстрактов, сепарированных из горизонтов, характеризующихся существенно повышенной величиной магнитной восприимчивости. Поэтому в данной статье, подводя главные итоги проведённой работы, кратко остановимся на основных результатах и их обосновании. Также, поскольку настоящий сборник отражает материалы конференции, на которой сделан наш доклад, более подробно остановимся на наиболее существенных, на наш взгляд, вопросах по докладу и ответах на них. Это связано с тем, что некоторые вопросы (замечания) повторяли уже сделанные ранее на семинаре по палеомагнетизму в Борке в 2011 г. Следовательно, они требуют более определённого и, возможно, более ясного ответа, зафиксированного к тому же в письменной форме.

По данным рентгенофазового анализа, выделенные нами магнитные экстракты, помимо доминирующего грейгита, содержат в своем составе еще и магнетит, гидроокислы железа, а также кварц, серу, кальцит. Грейгит проявляет определённую температурную устойчивость, сохраняясь в образцах после отжига на воздухе при температуре 250°C и даже 360°C в течение часа. Согласно магнитным данным, грейгит в наших образцах находится в состоянии, близком к однодоменному. Средняя величина его удельной намагниченности составляет примерно половину аналогичной намагниченности магнетита.

Учитывая, что существенно новый полученный нами результат касается оценки температуры Кюри (T_c) грейгита, приведём две показательные цитаты из обширной работы [2, pp. 26, 28]: «Наиболее обоснованное заключение со-

стоит в том, что температура Кюри грейгита остаётся неизвестной ...»; «Исходя из того, что температурное превращение является главной особенностью высокотемпературных свойств грейгита, тот факт, что особо стабильный образец имеет обратимый ход кривых до 350°C, показывает, что температура Кюри грейгита должна превышать 350°C». Также в процитированной нами статье упоминается результат, полученный в работе Van den Berghe et al. [7] путём экстраполяции данных мёсбауэровских измерений, согласно которому T_c грейгита должна быть около 527°C.

Сомнения в том, что T_c грейгита близка к температуре 330°C, как это считалось общепринятым, появились у нас после получения первых зависимостей $I_s(T)$, подобных показанным на Рис. 1. Шкала температуры в наших экспериментах проградуирована так, что максимумы вторых производных $I_s(T)$ для эталона, содержащего никель, магнетит и гематит, совпадали с температурами Кюри этих магнетиков [4]. Таким образом, максимумы вторых производных могут отражать либо температуры Кюри соответствующих минералов, либо некие особенности температурного изменения магнетиков в образцах. Обратим внимание на две таких температурных области, представленные максимумами вторых производных $I_s(T)$ в окрестностях температур 250°C и 430°C. Данные области документируют либо начало роста $I_s(T)$, либо замедление ее спада, связанное с химическими изменениями магнитного сепарата. Смещение характерных температур в более высокотемпературную область при увеличении скорости нагрева составляет для разных образцов 13–36 градусов в окрестности 250°C и 18–43 градуса в окрестности 430°C. На наш взгляд, данный факт в основном логично объясняется кинетическими особенностями соответствующих реакций. Они протекают не мгновенно, для их завершения требуется определенное время, при этом, естественно, процессы идут тем быстрее, чем выше температура.

В температурном интервале (220–310)°C у всех магнитных сепаратов в той или иной степени выражена особенность изменения $I_s(T)$, часто проявляющаяся в локальном увеличении $I_s(T)$. Логично связать это увеличение с появлением, в результате химических преобразований при повышенной температуре, новой магнитной фазы, намагничивающейся в магнитном поле 4 Кэрс. Мы считаем, что данный процесс не связан непосредственно с грейгитом, а обусловлен переходом имеющихся в сепаратах гидроокислов железа, гетита и лепидокрокита, в гематит и, не исключено, в маггемит [6]. Другой температурный интервал, (400–470)°C, приходится на стык двух процессов. Первый – процесс разрушения грейгита, который, естественно, выражен спадом $I_s(T)$ при повышении температуры. На него накладывается второй процесс – процесс образования нового магнитного минерала, сопровождающийся повышением I_s или замедлением скорости её спада. Оба процесса кинетические и температура перехода от одного к другому повышается при увеличении скорости нагрева, что хорошо видно на Рис. 1. Однако, эту температуру перехода, совпадающую с температурой максимума второй производной d^2I_s/dT^2 , нельзя отождествлять с температурой Кюри грейгита.

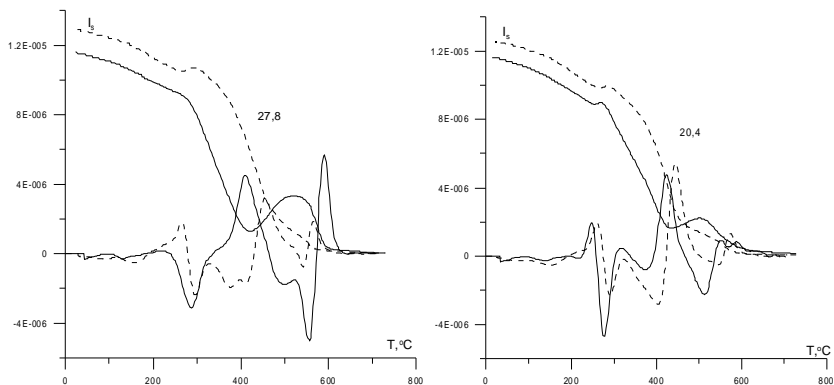


Рис. 1. Зависимость намагниченности насыщения (верхние кривые) и её второй производной (нижние кривые) от температуры при разных скоростях нагрева для образцов 27.8 и 20.4. Сплошная линия – скорость нагрева 1°C/сек, штриховая – 4°C/сек. Концентрации магнитного сепарата и, следовательно, начальные намагниченности разные для навесок образцов, подверженных разным скоростям нагрева.

Даже если бы не было новообразования, температуру, при которой $I_s(T)$ показала бы резкое уменьшение, нет оснований принимать за T_c . Ведь физический смысл температуры Кюри заключается в том, что при этой температуре тепловая энергия, направленная на хаотизацию магнитных моментов вещества и, следовательно, на размагничивание образца, становится равной энергии обменного взаимодействия, обуславливающей магнитное упорядочение атомов (ферро-)ферримагнетика. Мы же имеем дело с распадом самого ферримагнетика (грейгита). Положение T_c на температурной шкале не будет зависеть от скорости нагрева, тогда как выделенная нами по максимуму второй производной величина температуры перехода зависит от скорости нагрева. Очевидно, что при увеличении скорости нагрева влияние кинетических процессов разрушения грейгита и новообразования магнитного минерала на «чистую» зависимость намагниченности насыщения грейгита от температуры будет уменьшаться. (Например, на Рис. 1 при большей скорости нагрева процесс новообразования в области температур 420–520°C не отражён ростом $I_s(T)$, как это имеет место при меньшей скорости нагрева). Следовательно, определение T_c грейгита традиционным способом, по максимуму второй производной зависимости намагниченности насыщения от температуры в окрестности приближения $I_s(T)$ к ее минимальной величине, будет тем ближе к реальному значению T_c , чем больше (в определенных пределах, конечно) скорость нагрева образца.

Логично считать, что полученная на разных образцах *максимальная* величина температуры перехода отражает *минимальное* влияние кинетических химических процессов на «чистую» зависимость I_s от T в данном конкретном сепарате грейгита. Отсюда следует сделать вывод, что действительная (истинная) T_c грейгита в нашей коллекции будет *не ниже* этой максимальной величины, полученной при *повышенной* скорости нагрева. В нашем случае

повышенной скоростью нагрева является скорость 4°/сек. Более конкретно, исходя из полученных нами [6] данных, указанная максимальная температура равна 461°С. Поэтому, следуя сказанному выше, мы заключаем, что температура Кюри грейгита не должна быть ниже 460°С.

Сделанные сейчас заключения подтверждаются и анализом данных о зависимости $I_{rs}(T)$, показанной на Рис. 2. Прежде всего заметим, что на зависимости остаточной намагниченности насыщения от температуры не будет сказываться новообразование магнитных минералов в процессе нагрева, поскольку нагрев (и измерение) производится в немагнитном пространстве, при вращении образца. В этой ситуации, вообще говоря, любые процессы новообразования или температурного изменения магнитных минералов не будут приводить ни к прекращению спада намагниченности образца, ни тем более к дополнительному намагничиванию. Таким образом, температура блокирования T_{bl} , при которой происходит размагничивание остаточной намагниченности грейгита, будет определяться в данном случае либо близостью к его T_c (обычно полагают, что T_c превышает T_{bl} на 10–20 градусов), либо процессами его распада. То, что температура перехода, определяемая нами по кривым $I_s(T)$, не является температурой Кюри, подтверждается и тем, что T_{bl} в некоторых случаях оказывается выше температуры перехода, что невозможно, т.к. остаточная намагниченность менее стабильна к температурному воздействию, чем индуктивная. Например, для образца 20.4 $T_{bl} \sim 440^\circ\text{C}$, а температура перехода равна 425°С при скорости нагрева 1°/сек (см. Рис.1, 2), что мы связываем как раз с влиянием на форму зависимости $I_s(T)$ процесса новообразования магнитных минералов, происходящего при температуре выше 400°С. А поскольку максимальная T_b , зафиксированная для наших образцов, 450°С, то и T_c грейгита должна быть как минимум на 10–20 градусов выше этого значения.

Следовательно, мы частично подтверждаем приведенное выше мнение Van den Berghe *et al.* [7] о том, что T_c грейгита намного выше обычно принимаемой величины 330°С и вполне может быть близка приводимому этими авторами значению 527°С. Другое дело, что непосредственное ее определение по зависимости намагниченности насыщения от температуры невозможно из-за происходящего при более низкой, чем T_c , температуре распада грейгита во время нагрева.

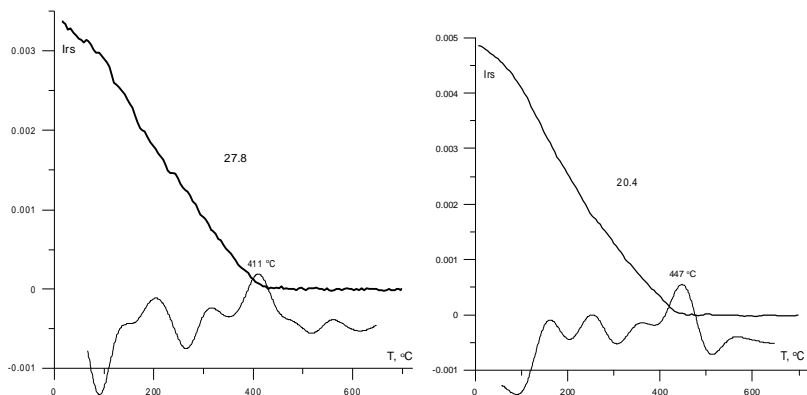


Рис. 2. Зависимости остаточной намагниченности насыщения от температуры (вверху) и их вторые производные (внизу) для магнитных сепаратов грейгита. Приведены величины температуры блокирования образцов.

В заключение обратимся к некоторым вопросам, прозвучавшим иногда как несогласие с нашими выводами. Один из них заключался в том, что, поскольку в процессе нагрева состав образца меняется вследствие химических преобразований, мы не можем говорить именно о грейгите. Вообще это правильное замечание. Но в нашем конкретном случае оно безосновательно. Действительно, ниже $T=400^{\circ}\text{C}$ мы наблюдаем некую особенность в поведении $I_s(T)$, при температуре около 250°C , связанную, по нашему мнению, с преобразованием гидроокислов железа [6]. Однако эти изменения не влияют на содержание грейгита в образцах и потому не оказывают существенного влияния на общий ход температурной кривой и тем более на её высокотемпературную часть, используемую для оценки T_c грейгита. Интересно отметить, что тот, кто сделал это замечание (видимо, забыв о декларируемых им химических изменениях), предлагал для оценки T_c грейгита (второй вопрос-предложение) использовать экстраполяцию начальной (низкотемпературной) части зависимости $I_s(T)$. Однако, если это возможно для мономинеральной и не подверженной химическим изменениям ферромагнитной фракции, то вряд ли осуществимо для осадочной породы с полиминеральным составом. Совершенно очевидно, например, что наличие максимума $I_s(T)$ при невысокой, около 250°C , температуре (Рис. 1) делает невозможным такую оценку.

В ещё одном вопросе выражалось сомнение по поводу того, что при изменении зависимости остаточной намагниченности насыщения от температуры процессы новообразования магнитных минералов во время прогрева не будут влиять на форму кривой $I_{rs}(T)$. Однако в нашем случае новообразования действительно не влияют на форму $I_{rs}(T)$. Конечно, можно предположить какой-то экзотический случай магнитостатического или обменного взаимодействия, или, например, наличия ферримagnetика N-типа, когда при изменении (увеличении) температуры проявляются эффекты соответствующих взаимодействий.

вий. Тем не менее, повторим, в нашем конкретном случае, учитывая рентгенофазовые исследования изменений состава образцов после отжига вплоть до 450°C, эти эффекты не проявляются.

Заключительный заданный нам вопрос касался правильности использования максимума второй производной намагниченности насыщения от температуры для определения температуры Кюри. Правда, не была высказана альтернатива – а как определять T_c – по минимуму первой производной, или как-то ещё? На наш взгляд, однако, главное заключается в том, как конкретно проградуирована используемая шкала температур. Как уже указывалось выше, в наших экспериментах мы делали градуировку, используя эталонный образец, содержащий никель, магнетит и гематит, соотнося именно максимумы вторых производных с соответствующими температурами Кюри указанных магнетиков.

Данная работа проводится при поддержке РФФИ, проект № 11-05-00147а.

1. *Dekkers M.J., Passier H.F., Schoonen A.A.* Magnetic properties of hydrothermally synthesized greigite (Fe₃S₄) – II. High- and low-temperature characteristics // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 141. P. 809-819.
2. *Roberts Andrew P., Liao Chang, Christopher J. Rowan, Chorng-Shern Horng, and Fabio Florindo* Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe₃S₄): an update // *Reviews of Geophysics*, 49, RG1002 / 2011, 46 pp Paper number 2010RG000336.
3. *Большаков В.А., Виноградов Ю.К., Дара О.М. Янина Т.А.* Первые результаты изучения связи магнитных свойств донных осадков Северного Каспия с колебаниями уровня Каспийского моря в позднем неоплейстоцене. // *Доклады АН.* 2009. Т. 427, №5. С. 683-687.
4. *Большаков В.А., Виноградов Ю.К.* Некоторые результаты изучения магнитных свойств донных осадков позднего неоплейстоцена-голоцена Северного Каспия // *Физика Земли.* 2010. № 12 С. 50-65.
5. *Большаков В.А., Долотов А.В.* Температура Кюри природного грейгита (новая интерпретация терромагнитных данных) // *Доклады АН.* 2011. Т. 440. № 5. С. 682-685.
6. *Большаков В.А., Долотов А.В.* Магнитные свойства грейгита из отложений позднего неоплейстоцена Северного Каспия // *Физика Земли.* 2012. № 6. С. 56-73.
7. *Van den Berghe R.E., de Grave E., de Bakker P.M.A., Krs M., Hus J.J.* Mossbauer effect study of natural greigite // *Hyperfine Interact.* 1991. V. 68. P. 319-322.

Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона (хребет Аkitкан, река Миня): предварительные результаты

Водовозов В.Ю.^{1,2}, Петров В.М.¹, Зверев А.Р.¹

¹ *Геологический факультет МГУ, Москва*

² *Геологический институт РАН, Москва*

В настоящей работе представлены предварительные результаты изучения палеомагнетизма раннепротерозойских образований хребта Аkitкан, обнажающихся в долине реки Миня в пределах Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Этот пояс образовался в конце раннего протерозоя в результате постколлизии растяжения (коллапса орогенного сооружения)

на основании Ажитканского орогенного коллизийного пояса – особой структуре фундамента Сибирского кратона – узкого шва, сшивающего террейны северо-запада и юго-востока [1]. Эти исследования продолжают систематическое изучение палеомагнетизма раннепротерозойских образований юга кратона, проводившееся в последние годы под руководством А.Н. Диденко с целью расшифровки сценария становления структуры Сибирского кратона в раннем протерозое и построения палеотектонических реконструкций с участием Сибири для этого интервала времени.

Изучение палеомагнетизма геологических комплексов крупных кратонных блоков является отправной точкой практически всех современных гипотез суперконтинентов, т.к. только палеомагнитные данные позволяют количественно охарактеризовать крупномасштабные перемещения тектонических блоков и протестировать различные конфигурации гипотетических суперконтинентов. В настоящее время для реконструкции взаимного положения различных блоков в докембрии применяются три способа-сравнения [2]: одновременных участков ТКМП, отдельных одновременных палеомагнитных полюсов и дуг между парами полюсов двух блоков. Последние два метода опираются на «ключевые» полюсы – понятие, которое ввел Кен Бакен с соавторами [3-5] в связи с резким дефицитом надежных докембрийских палеомагнитных определений. Такое определение должно быть получено не менее чем по 10 отдельным телам, иметь положительные полевые тесты, а точность определения возраста породы должны быть не хуже чем 20 млн. лет. К сожалению, эти два метода имеют существенные ограничения. Во-первых, они сильно зависят от наличия одновременных ключевых полюсов. Полюсы, отвечающих понятию ключевого, не всегда возможно получить по объективным причинам – либо не существует геологическая формация такого же возраста, либо нет достаточного количества тел и возможностей для полевых тестов, либо множество других причин. Набор разновозрастных ключевых полюсов для различных блоков (например, Сибири и Лаврентии) крайне мал; авторы статьи [6], проанализировав глобальную палеомагнитную базу данных, нашли всего 45 определений для всех древних блоков в интервале времени от 2800 до 800 млн. лет. Во-вторых, при использовании индивидуальных полюсов нужно помнить про долготную неопределенность – получив палеошироту, мы можем передвигать наш блок вдоль нее как угодно, и поэтому мы не можем точно сказать, какое расстояние разделяло два сравниваемых блока. И, в-третьих, метод парных полюсов, предложенный Д.А.Д. Эвансом и С.А. Писаревским [6], позволяет получить только экспресс-оценку возможности взаимного перемещения двух блоков, сравнивая длины дуг между парами одновременных единичных полюсов. Здесь гораздо большее значение имеет отрицательный результат – разные длины дуг говорят о невозможности совместного перемещения, тогда как одинаковые (в пределах ошибок определений) дуги свидетельствуют только об одной из возможностей, т.е. то, что эти блоки *могли* перемещаться совместно.

Наиболее надежным способом, позволяющим судить о совместном передвижении, является построение и сравнение ТКМП. Преимущества исполь-

зования ТКМП перед одиночными полюсами несомненны: здесь исчезает относительная (положение одного блока относительно другого) долготная неопределенность, абсолютная долготная неопределенность при этом остается – мы можем передвигать как угодно по широте агломерат этих двух блоков, кроме того не требуется обязательного наличия разновозрастных полюсов для разных блоков. Помимо определения взаимного положения разных блоков, подробно разработанные ТКМП могут использоваться и для других целей, например для так называемого «палеомагнитного датирования» – сравнения полученных полюсов с известными датированными определениями для этого блока. Этот быстрый и недорогой способ используется для геологических образований, для которых сложно получить возраст другими методами.

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 для раннего протерозоя практически отсутствовали, например, в реконструкции раннепротерозойского суперконтинента [4] для Сибири не было использовано ни одного палеомагнитного определения.

С 2002 по 2010 год коллективом под руководством А.Н. Диденко были получены 8 новых палеомагнитных определений с положительными тестами палеомагнитной надежности. Это позволило наметить в [7] тренд палеопротерозойской ветви ТКМП Сибири (рис. 1). Впрочем, слишком малое количество палеомагнитных определений по раннему протерозою Сибири до сих пор резко контрастирует не только с гораздо большим количеством определений по Лаврентии и Балтики, но и с целым валом новых прецизионных датировок изотопного возраста, полученных в последние годы по палеопротерозойским образованиям Сибири. Это положение делает палеотектонические реконструкции с участием Сибири малообоснованными. Модель ТКМП [7] основана на единичных определениях и является, по сути, интерполяцией между двумя устойчивыми кластерами 1863-1850 и 1734-1752 млн. лет. В ближайшие годы мы планируем заполнить это лакуну несколькими новыми палеомагнитными определениями, в том числе отвечающих понятию «ключевого». В качестве приоритетных геологических объектов для палеомагнитного опробования выбраны вулканогенно-осадочные толщи акитканской серии и базитовые дайки чайского (могольского) комплекса хребта Аkitкан. Все эти объекты имеют надежно установленные изотопные возраста с точностью определения не хуже чем 10 млн. лет и образовались после завершения основных коллизионных событий, приведших к объединению отдельных террейнов в Сибирский кратон.

Летом 2012 годы были отобраны коллекции образцов из вулканитов и осадочных пород чайской свиты (верхняя свита акитканской серии), обнажающихся в долине реки Миня. Породы чайской свиты представлены слабо-метаморфизованными вишнево-красными алевритами и песчаниками, а

также кварцевыми латитами (порфировой вулканической породой промежуточного состава между трахитом и андезитом). Вулканиды чайской свиты являются, по представлениям [8], образованиями Миньского палеовулкана и объединяются в ламборский вулканический комплекс. По этим породам получена датировка изотопного возраста U/Pb методом по цирконам – 1823±7 млн. лет [9], что делает эти образования самыми молодыми в составе акитканской серии. В настоящий момент нами изучен 61 образец из 4 точек – одна точка представлена вишневыми алевролитами, три другие – вулканидами. Судя по элементам залегания алевролитов и одного из тел порфиритов, вся толща наклонена примерно на запад под углом около 15 градусов.

Проведены измерения анизотропии начальной магнитной восприимчивости и полная температурная чистка всех образцов. Анизотропия большинства образцов не превышает 5 %, лишь в 12 образцах выявлены большие значения, впрочем, не превышающие 8 %. Для образцов алевролитов получена удивительно кучное распределение осей анизотропии – минимальная ось ориентирована субвертикально, средняя и максимальная лежат субгоризонтально, максимальная ось при этом направлена на юго-запад. Все образцы алевролитов обладают плоскостным типом анизотропии. Для вулканидов не наблюдается такой четкой картины. Поведение ЕОН в ходе температурной чистки в целом схоже и для алевролитов, и для порфиритов. На диаграммах Зийдервельда (рис. 1) выделяются 2-3 компонента намагниченности. Низкотемпературная группируется вокруг направления современного поля, в среднетемпературном интервале в большинстве образцов выделяются круги перемагничивания, пересечение которых близко направлениям высокотемпературных компонент. В высокотемпературном интервале наблюдаются две компоненты, которые образуют два достаточно кучных кластера (рис. 2, таблица). Первая компонента (ht1) выделяется на более широком интервале температур, чаще всего спадает в ноль, а ее среднее направление хорошо коррелирует с направлениями в чайской свите реки Чаи (рис. 3), удаленной от Мини примерно на 160 км. Вторая компонента (ht2) гораздо чаще встречается в образцах вулканидов и имеет довольно шумное биполярное распределение, тест обращения положительный: $\gamma/\gamma_c=12.3/19.5$. Эти компоненты могут встречаться не только внутри одного сайта, но и в одном образце, такая картина наблюдается в ряде образцов алевролитов. Компонента ht2 при этом всегда является первой (более высокотемпературной), и выделяется на очень узком интервале от 680-690 до 700-710 градусов. Впрочем, это не делает автоматически компоненту ht2 более ранней. Тест складки [10] для обеих компонент неопределенный. Полус, рассчитанный по компоненте ht2, ложится на раннепротерозойскую ТКПМ Сибири [7] к востоку от самых древних полюсов, т.е. в сторону омоложения (рис. 3). Подобную картину («двуликости» полученных высокотемпературных компонент) можно объяснить двумя фазами образования чайской свиты реки Мини. Первая фаза отвечает времени накопления чайской свиты реки Чаи, т.е. примерно 1860 млн. лет, вторая фаза связана с внедрением наиболее молодых вулканидов Миньского палеовулкана и отвечает времени примерно 1822 млн. лет.

Предварительные результаты изучения палеомагнетизма пород чайской свиты реки Мини говорят о возможностях сохранения первичной намагниченности в этих породах и использования полученных определений для детализации палеопротерозойской ТКМП Сибири. Две высокотемпературные компоненты ЕОН свидетельствуют о двух фазах образования вулканогенно-осадочного разреза реки Мини, разделенных промежутком около 40 млн. лет.

2-32-12

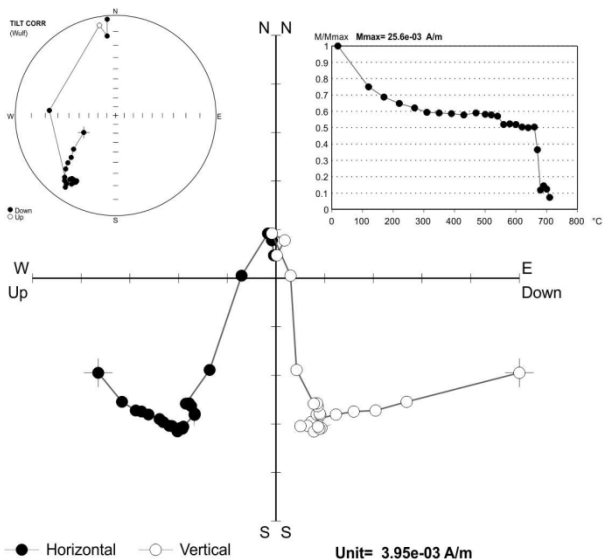
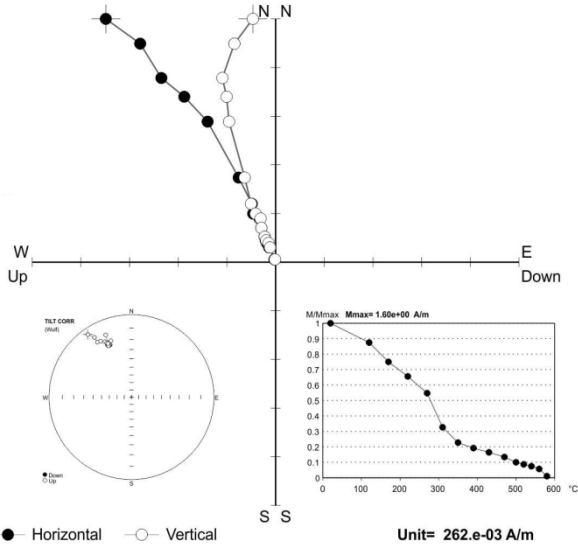


Рис. 1. Поведение ЕОН в процессе температурной чистки образцов чайской свиты реки Мини (стратиграфическая система координат).

2-33-04



2-34-16

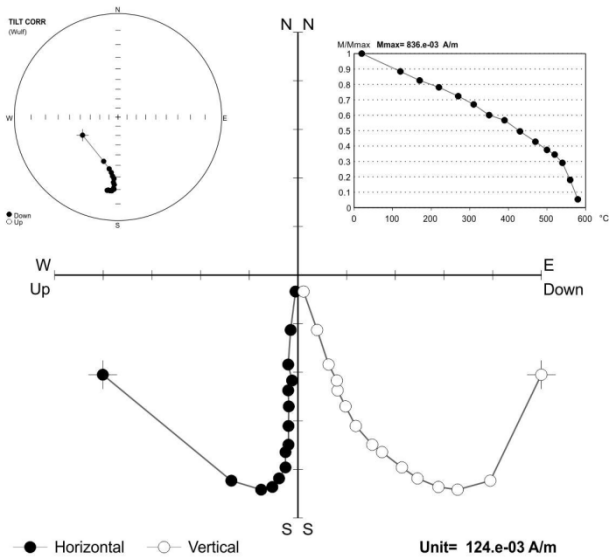


Рис. 1. (продолжение)

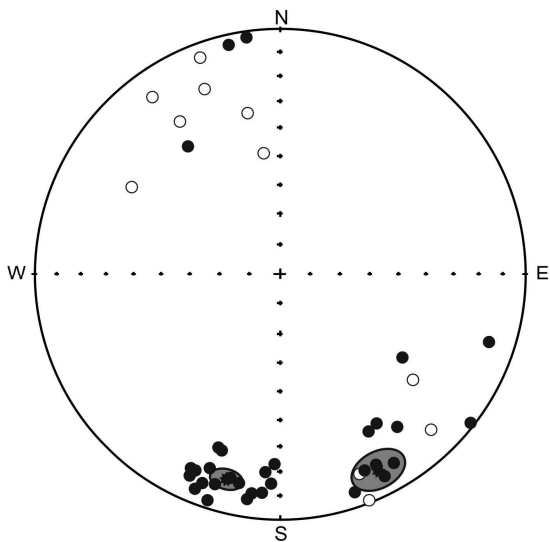


Рис. 2. Стереограмма распределения высокотемпературных компонент ЕОН образцов чайской свиты реки Миня.

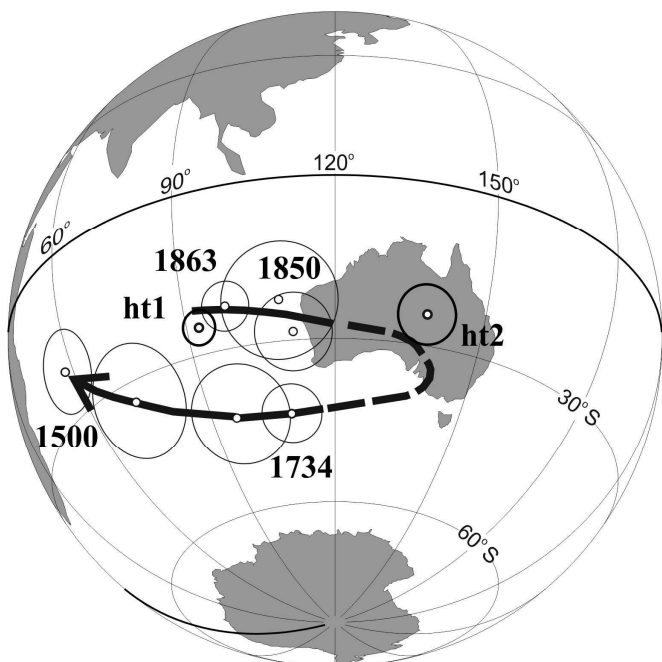


Рис. 3. Сравнение полученных определений с палеопротерозойской ТКМП Сибири.

Работа выполнена при поддержке Программы № 10 ОНЗ РАН.

1. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазность. Научн. ред. С.И. Митюхин. М.: Научный мир, 2006. 212 с.
2. Buchan K.L. Testing precambrian supercontinent reconstructions with paleomagnetic «key pole» data / Mertanen, S., Pesonen, L. J. and Sangchan, P. (eds.), 2012. Supercontinent Symposium 2012, Abstracts. Geological Survey of Finland, Espoo, Finland, p. 25-26.
3. 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.
4. Pesonen L.J., Elming S.-A., Mertanen S. et al. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // Tectonophysics. 2003. Vol. 375. No. 3. P. 289-324.
5. Buchan K.L. Pole, key paleomagnetic / Gubbins, D. and Herrero-Bervera, E. (eds.), Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism, Springer, Dordrecht. 2007. P. 35-39.
6. Evans D.A.D., Pisarevsky S.A. Plate tectonics on early Earth? Weighing the paleomagnetic evidence // Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. 440. 2008. P. 249-263.
7. Водовозов В.Ю. Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и геотектонические следствия. Дисс. канд. геол.-мин. наук. МГУ, 2010.
8. Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканно-плутонического пояса. Иркутск: ИГУ. 2005. 184 с.
9. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Срывцев Н.А., Булдыгеров В.В. Новые данные о возрасте пород акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb датирования цирконов // ДАН СССР. 1991. Т. 320. № 1. С. 182-186.
10. 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. P.151-166.

Таблица. Выделенные высокотемпературные компоненты образцов чайской свиты рассчитанные по ним палеомагнитные полюсы.

Точка	Породы	ЭЗ Аз пад/Угол	n/N	К-та	ССК				ДСК			
					D°	I°	k	$\alpha 95$	D°	I°	k	$\alpha 95$
2/32	алевролиты	263/16	13/15	ht1	191.8	20.4	95.3	4.3	196.1	12.9	90.3	4.4
					133.8	5.6	95.6	7.9	155.6	7.8	129.0	6.8
2/33	порфириты	263/16	8/15	ht1	203.7	37.7	15.5	14.5	211.5	27.2	15.5	14.5
				ht2	321.1	-22.3	14.7	20.6	328.1	-28.4	14.7	20.6
2/34	порфириты	263/16	4/21	ht1	173.5	27.1	34.0	16.0	181.2	24.2	34.0	16.0
				ht2	138.4	-0.9	9.3	16.8	139.1	6.7	9.3	16.8
2/37	порфириты	296/14	7/10	ht2	336.5	-0.4	5.3	29.6	337.5	-10.0	5.3	29.6
				Σ обр.	189.9	21.2	70.6	4.1	194.5	14.1	68.4	4.2
				ht2	142.7	2.8	12.0	11.5	144.2	8.7	12.1	11.5
			15	N	332.5	-7.8	7.9	18.4	335.5	-14.0	8.4	17.7
			10	R	151.3	5.6	22.3	7.3	153.2	10.4	21.7	7.4
			19/61	N+R								
Палеомагнитные полюсы (место отбора: $\varphi=56.5^\circ$ $\lambda=108.5^\circ$)												
Компонента					$\Phi, ^\circ$	$\Lambda, ^\circ$	$A95, ^\circ$	$\varphi, ^\circ$				
ht1					-25.2	92.6	3.1	7.2				
ht2					-24.5	138.1	5.3	5.2				

Условные обозначения: ЭЗ – элементы залегания пород (азимут и угол падения); n/N – число образцов использованных/изученных; к-та – высокотемпературная компонента ЕОН; ht – высокотемпературные компоненты ЕОН; ССК и ДСК – современная и древняя системы координат; D и I – склонение и наклонение; k – кучность; $\alpha 95$ и $A95$ – радиус круга доверия вокруг среднего с 95% вероятностью; Σ обр. – средние направления на уровне образцов; φ и λ – широта и долгота места отбора; Φ и Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса; φ_m – палеоширота.

Зональная железистая конкреция как фиксация деятельности природной биохимической лаборатории синтеза Fe-минералов с необычными свойствами

Гендлер Т.С.¹, Антонов А. Н.², Бортников Н.С.³, Новиков В.М.³, Жегалло Е.А.⁴, Пилюжн Г.О.⁵, Боева Н.М.³

¹ *Институт физики Земли РАН, Москва*

² *МГУ, Москва*

³ *ИГЕМ РАН, Москва*

⁴ *Палеонтологический институт РАН, Москва*

Железистые конкреции с неоднородным строением и фазовым составом привлекают в последнее время все большее внимание не только исследователей в самых разных областях наук о Земле, но также химиков, и биологов, поскольку могут рассматриваться, как природные лаборатории синтеза различных Fe-минералов из обогащенных железом растворов при активном участии железобактерий. Исследование процессов биоминерализации, т.е. образования минералов живыми организмами, представляется важным как для понимания условий их образования, так и моделирования возможных путей использования в различных отраслях биотехнологии. Ранее [1, 2] авторами на примере изучения зональной конкреции из железистого горизонта (кирасы) бокситоносной коры выветривания базальтов месторождения Баолок в Южном Вьетнаме было показано многообразие и необычность магнитных характеристик как объемных образцов, представлявших различные условно выделенные зоны конкреции, так и слоев разной окраски, плотности и толщины в пределах каждой зоны. Результаты оказались неожиданно не только разнообразными и многочисленными, но неоднозначными и непростыми в интерпретации. В целом данная конкреция была подвергнута дальнейшему детальному исследованию с помощью комплекса физических методов (РФА, ИК-спектроскопии, просвечивающей электронной микроскопии, термического анализа, магнитных измерений и мессбауэровской спектроскопии). Рамки публикаций [1,2] не позволили рассмотреть подробно и сопоставить результаты различных методов. В данной публикации авторы пытаются частично восполнить этот пробел.

Как было отмечено ранее, образование данной коры выветривания протекало в условиях тропического климата с чередованием сухих и влажных сезонов при обильном участии органического вещества, что очевидно и определило ярко выраженную макро – и микро неоднородность (зональную слоистую структуру (Рис. 1)). Участие минерализованных бактерий в сложении всех зон было установлено с помощью сканирующих электронных микроскопов CamScan_4 (Cambridge) и TESCAN VEGA IXMU (Tescan). Они в основном представлены коккоидными формами, 0.1–1.5 мкм (Рис. 1, правая часть) и только во второй зоне встречаются крупные индивиды диаметром до

10 мкм. В ряде случаев коккоиды объединяются в продольные, параллельные друг другу цепочки [2, Рис. 1].

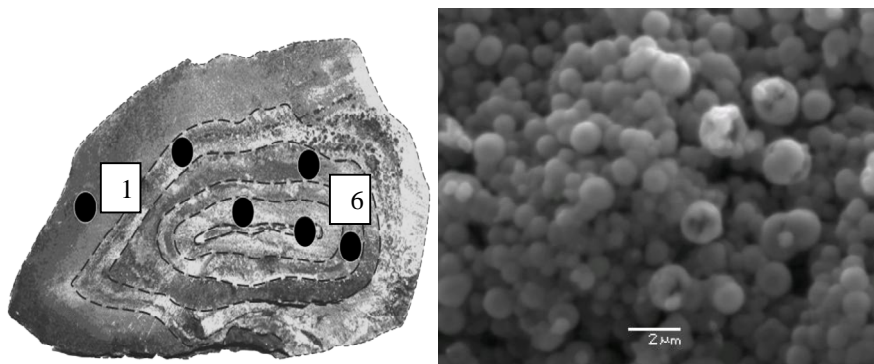


Рис. 1. Общий вид зональной железистой конкреции (слева), поперечный размер ~15 см, черными кружочками и цифрами указана последовательность условно выделенных зон от периферии к центру; колония минерализованных коккоидных бактерий 0.1-1.5 мКм (справа).

Кристаллические агрегаты состоят в основном из звездчатых сростков игольчатых кристаллов гётита размером ~1.5 мкм. Как уже указывалось ранее, главными особенностями изученной конкреции являются макро- и микронеоднородное строение, обусловленное присутствием в ней кристаллических и биморфных агрегатов, и ее намагниченность. Предварительные данные рентгеновского анализа показали четкую и полную систему линий хорошо окристаллизованных железосодержащих минералов, таких как гетит (2-6 зоны) и гематит (1, 3, 4 зоны), а также слабые рефлексы магнетита в 1-й зоне. Никаких различий в структуре этих минералов в различных зонах, а также указаний на биморфную составляющую по предварительным данным РФА не было обнаружено. Таким образом, по этим данным можно было сделать вывод только о концентрационном различии окристаллизованных гетита и гематита в различных зонах. Однако по данным термогравиметрического и термомагнитного анализов резко выделялись 2-я и 5-я зоны, в которых наблюдалось расщепление эндотермического эффекта (280–340°C), связанного с дегидратацией гётита, и появление интенсивных несимметричных пиков намагниченности на термомагнитных кривых $J(T)$ в той же области температур. Оба этих эффекта не характерны для дегидратации однородного кристаллического гетита на воздухе и свидетельствовали, по предположению авторов [1, 2], о более сложном и неоднородном циклическом строении каждой зоны конкреции с образованием различных генераций гетита с разными размерами и участием органического вещества. Эти соображения нашли свое подтверждение в более детальном изучении дифрактограмм и мессбауэровских спектров. Дифрактограммы образцов из всех зон представляли собой совокупность системы узких рефлексов, отвечающих решеткам хорошо ок-

ристаллизованных гетита и гематита, и диффузного фона. Относительный вклад диффузного фона, отвечающего аморфному или "субаморфному" состоянию, уменьшается от центра (зона 6) к периферии конкреции (Рис. 2.), несомненно, указывая на направление зародышевого роста конкреции, усиления процессов кристаллизации и перехода гетита (единственной фазы в 6-ой зоне) в гематит (основной фазы в 1-ой зоне) в этом направлении.

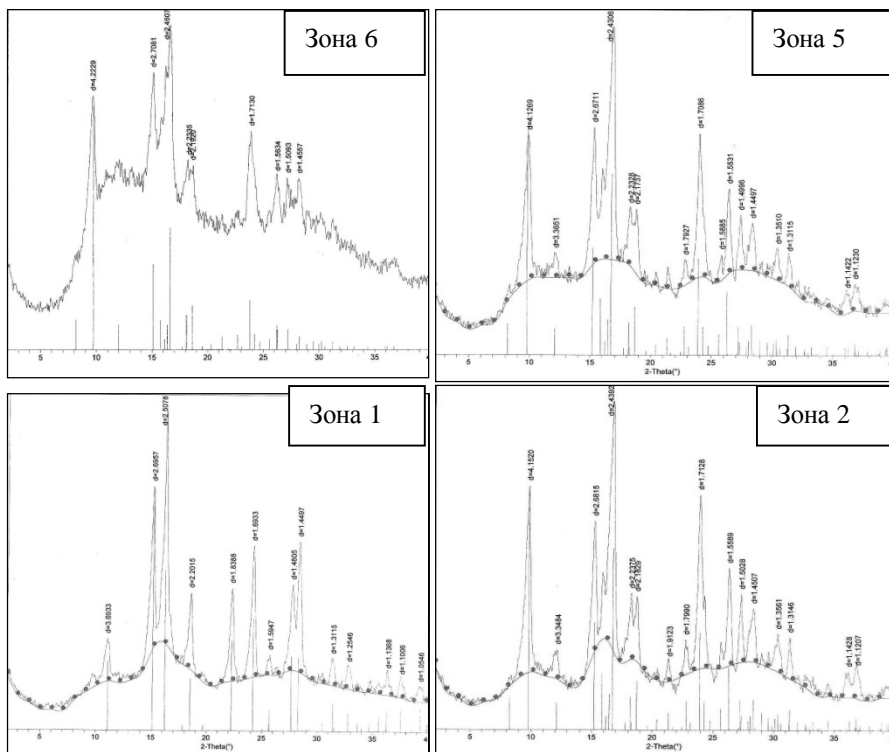


Рис. 2. Дифрактограммы образцов из различных зон конкреции. Для 1, 2 и 5-зон показан диффузный фон после компьютерной обработки.

Компьютерная обработка дифрактограмм и выявление разностных записей, показали, что для образцов из всех зон наблюдается структурированный диффузный фон с очень широкими линиями ($2\theta \sim 3-12$ град). Это структурирование проявляется в тех областях углов 2θ , где сосредоточены основные рефлексы преобладающих фаз: гетит-в зонах 2,5 (Рис. 2, справа) и гематит (Рис. 2, зона1). Наличие широкого пика в области $d \sim 4.2\text{Å}$ не позволяет отнести весь структурированный фон к ферригидриту [3], хотя его присутствие по дифрактограммам также не исключено. Такой анализ явно показывает существование в каждой зоне конкреции как хорошо, так и слабо-окристаллизованных или значительно более тонкодисперсных фаз того же химического состава. Еще более ярко существование двух различных генера-

ций гетита проявляется после компьютерной обработки мессбауэровских спектров. Спектры поглощения были получены на спектрометре электродинамического типа при комнатной температуре с использованием источника Co57(Rh) . Они демонстрируют во всех зонах кроме 1-й чрезвычайно сложную картину и являются суммой большого числа неразрешенных секстетов и релаксационного фона, отвечающего тонкодисперсным частицам (Рис. 3). Секстеты с максимальной величиной эффективного поля $H_{\text{эфф}} \sim 515 \text{ кЭ}$ отвечают хорошо окристаллизованному гематиту, секстет со значительно уширенными линиями и максимальным $H_{\text{эфф}} \sim 350 \text{ кЭ}$ характерен для тонкодисперсного гетита. Качественно вид спектров, значительно более явно по сравнению с дифрактограммами, проявляет различие в относительном фазовом составе и степени кристалличности между зонами конкреции из-за различия в величинах эффективных магнитных полей. Хорошо окристаллизованный гематит присутствует изначально во всех зонах, кроме 2-ой. Его относительное количество не меняется монотонно по мере роста конкреции, но испытывает некие циклические изменения, очевидно связанные с изменением гидрологического режима. Максимальное его количество наблюдается в 1-ой зоне, порядка 9% – в 4-ой и полное отсутствие во 2-ой.

Все спектры были подвергнуты пошаговой компьютерной обработке (Рис. 3), при которой сначала были разложены на 2 или 3 секстета наиболее узкие разрешенные линии, принадлежащие гематиту (как в зоне 1), которые вычитались из общего спектра. Это позволило получить количественную оценку изменения концентрации гематита и гетита в различных зонах конкреции (Рис. 4). Из этого рисунка видно, что образование гематита, как и гетита, происходит не постепенно, а стадийно и в противофазе, что естественно, если считать гетит прекурсором гематита при формировании конкреции. Возрастание количества гематита никак не связано с изменением общей концентрации железа, практически одинаковой во всех зонах, но явно коррелирует с вариациями содержания MnO . На следующем этапе из остаточных спектров выделялись секстеты, характерные для тонкодисперсных невзаимодействующих частиц окристаллизованного гетита с широким распределением размеров (по неоднократно проверенной модели разложения [4, 5]). Однако даже во 2-ой зоне, где гетит является единственной фазой, не удалось достигнуть адекватного описания экспериментальных спектров. В связи с этим, из экспериментальных спектров вычитались все расчетные для получения разностных спектров (Рис. 3: серая заливка в левой колонке или спектры правой колонки). Их яркой особенностью является «вымя» – образная форма по определению данному Tronk [6]. Такого типа спектры характерны для находящихся в тесном контакте друг с другом взаимодействующих наночастиц гетита размером 7-1.5 нм [7]. Таким образом, анализ спектров показывает, что во всех зонах конкреции, кроме первой, совершенно определенно существует 2 генерации гетита: более крупные (тем не менее-тонкодисперсные) окристаллизованные невзаимодействующие частицы и существенно более мелкие (<10 нм), связанные сильным магнитным взаимодействием.

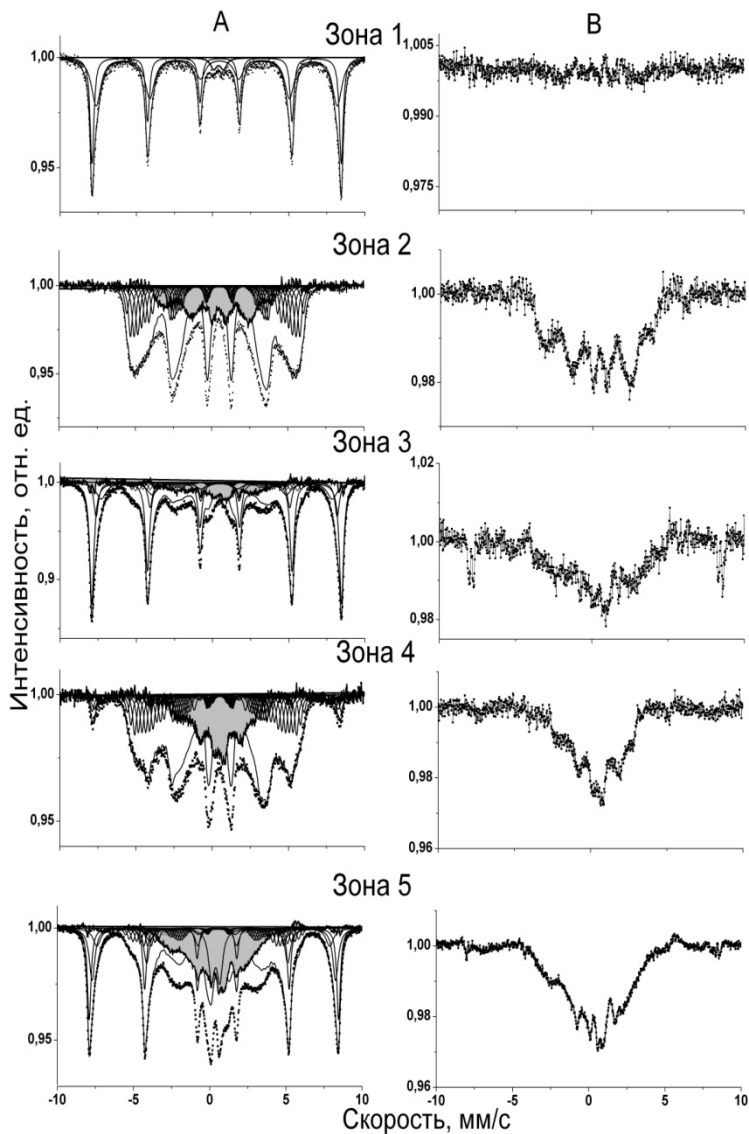


Рис. 3. Мессбауэровские спектры образцов из различных зон конкреции: А – суммарные экспериментальные спектры (точки) и их компьютерное разложение (сплошные линии), сплошная серая заливка – разность между экспериментальным и суммарным расчетным спектром. В – разностные спектры в увеличенном масштабе.

Относительный вклад гетита второй генерации наиболее значителен во 2 и 5-ой зонах, где наблюдались пики намагниченности на кривых $J(T)$ и необычное для гетита образование магнетита при нагреве, связанное с присутствием органических остатков. Это позволяет считать вторую генерацию гетита биогенной. Подтверждением этому является и тот факт, что наиболее разрешенным и указывающим на относительно больший размер наночастиц является разностный спектр образца 2-ой зоны, где по данным ТЕМ наблюдались наиболее крупные бактериальные индивиды диаметром до 10 мкм.

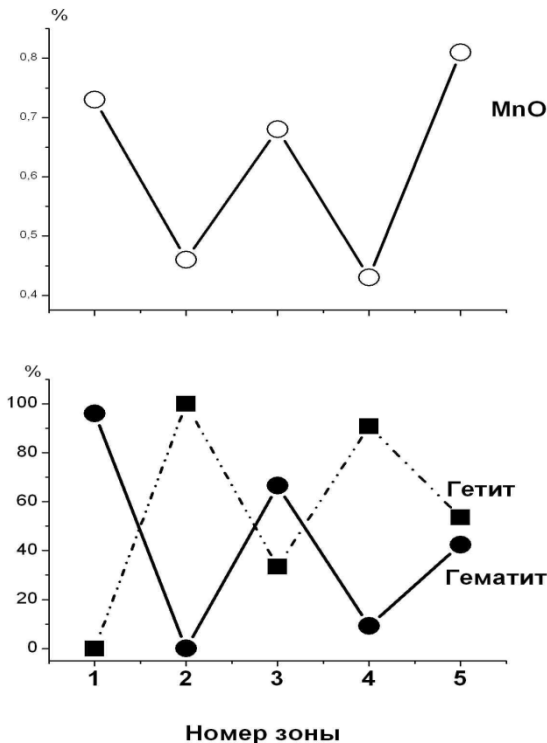


Рис. 4. Вверху – вариации концентрации MnO в различных зонах. Внизу – полученная из анализа спектров оценка (в %) суммарного количества окристаллизованных и "аморфных" частиц гематита (жирная линия) и гетита (пунктирная линия).

Можно предположить, что в данном случае биогенный гетит является внутриклеточным, но в отличие от магнетита магнитотактических бактерий он не растет до однодоменного размера, а остается суперпарамагнитным (СП), но образованные наночастицы связаны магнитным взаимодействием друг с другом за счет "спрессованности" внутри бактерий. Такое предположение дает больше оснований для интерпретации полученных магнитных характеристик. Так, в зоне 2 петля гистерезиса в поле до 1Т представляет собой практически прямую линию, характерную для чисто суперпарамагнитных частиц, в то время как для образцов из зон 1 и 5 наблюдались перетянутые петли гистерезиса. Причина этого была не очевидна и для зоны 1 предположительно объяснялась присутствием магнитомягкого маггемита и магнито жесткого гематита, хотя намагниченность не достигала насыщения в поле 1Т, что очень

странно для маггемита. Однако детальный анализ дифрактограмм и разложение спектров показали, что маггемита, как это было предположено ранее [1, 2], не содержится ни в одной из зон конкреции. Однако в спектрах 1-ой и 5-ой зон наряду с магнитным расщеплением присутствует дублет от суперпарамагнитных частиц. В связи с этим, основываясь на исследованиях Tauxe et al. [8], наблюдавшиеся особенности петель гистерезиса в этих двух зонах оказалось возможным объяснить сочетанием однодоменных и СП - частиц (гематита в зоне 1, гетита в зоне 2). В целом разнообразие и необычность магнитных характеристик, обнаруженные в [2] при послойном расчленении различных зон конкреции, находят более адекватное объяснение после проведенных исследований. Подробное рассмотрение этого выходит за рамки данного сообщения. Можно только с уверенностью сказать, что биогенная активность железобактерий, широко развитая в зонах гипергенеза, формирует оксиды и гидроксиды железа, физические и, в частности, магнитные свойства которых, могут существенным образом отличаться от своих аналогов, кристаллизовавшихся вследствие неорганических реакций.

1. *Н.С. Бортников, В.М. Новиков, Т.С. Гендлер, Г.О. Пилоян, Е.А. Жегалло, Н.М. Боева.* ДАН, 441 № 6, 2011.
2. *С. Бортников, В.М. Новиков, Т.С. Гендлер, Г.О. Пилоян, Е.А. Жегалло, Н.М. Боева.* "Палеомагнетизм и магнетизм горных пород", Материалы семинара, Борок 2011, Из-во ПО "Еще не поздно", 10-16
3. *R.A. Eggleton and R.W. Fitzpatric.* Clays and Clay minerals, 1998, 36, N2, 111-124
4. *A.A. Novakova, A. R. Savirov, A.N. Antonov, T.S. Gendler.* Solid State Phenomena 2011, 170, 160-164.
5. *Гендлер Т.С., Антонов А.Н., Новакова А.А.* Материалы международной школы-семинара "Палеомагнетизм и магнетизм горных пород", 2010, СПб.: Издательство "СОЛО", стр.51-59.
6. *E. Tronk and D. Bonnin.* J. Physique Lett. 46, L437-L443, 1985.
7. *S. Morup.* Hyperfine Interaction, 1990, 60, 959-974.
8. *L. Tauxe, T.A.T. Mullinder, and T. Pick.* J. Geophys.Res.101, NB1, 571-583, 1996

Опробование нового способа для корреляции колонок керна донных осадков озера Яровое

Гизатуллина З.М., Нургалиев Д.К.

*Институт геологии и нефтегазовых технологий
Казанского (Приволжского) федерального университета, Казань*

Природные ферримангнетики – важнейшие носители естественной остаточной и индуктивной намагниченности горных пород и руд. Ансамбли ферримангнитных зерен обладают замечательной особенностью – «магнитной памятью». Их магнитные параметры могут дать сведения о направлении древнего геомагнитного поля, времени образования или изменения горной породы, температурах и давлениях, действовавших на породы. Это позволяет реконструировать и использовать особенности древнего геомагнитного поля

при расчленении и корреляции осадочных и вулканогенных толщ, тектонических реконструкциях, выяснении условий формирования и метаморфизма пород.

Осадки современных озер – идеальные объекты для реконструкции вариаций геомагнитного поля последних 10–12 тысяч лет. Высокая скорость осадконакопления, отсутствие сильного диагенеза позволяют избежать многих проблем, связанных с перемагничиванием осадков за счет химических изменений магнетиков. Вариации геомагнитного поля, получаемые из лимномагнитных записей, используются не только для реконструкции процессов в ядре Земли, но также и для датирования осадков при палеоклиматических исследованиях.

Цель проекта – корреляция колонок озерных отложений с использованием литологических методов для реконструкции вариаций магнитного поля Земли за последние несколько тысяч лет. Предметом исследования являются образцы колонок №2 и №4 озера Яровое, Алтайский край.

Озеро расположено в 8 км от Славгорода на территории Кулундинской впадины Алтайского края. Его площадь составляет 53 км², глубина 7-8 м. Вода в озере соленая и представляет собой сульфатную рапу.

На о. Яровое было пробурено 5 скважин и извлечен керн мощностью до 5 м из каждой скважины. Две скважины (4 и 5) пробурены в западной части озера и три скважины (1, 2, 3) – в центральной его части. Визуально колонки очень однородны и их невозможно однозначно скоррелировать. Используя магнитные параметры, нам удалось скоррелировать колонки в каждой группе, но между группами однозначную корреляцию построить очень сложно. На сейсмическом профиле также отчетливо видно, что озеро имеет две котловины: древнюю и более молодую (Рис. 1). Т.е. мы имеем 2 области, которые плохо сопоставляются между собой. Поэтому и решили использовать иной метод для сопоставления – микроскопический анализ иммерсионных препаратов образцов.

Было выбрано 13 образцов из колонки №2 (3,56 м) и 10 образцов из колонки №4 (4,26 м), т.к. они относятся к некоррелируемым между собой участкам. Отбор производился равномерно вдоль всей колонки и обращалось внимание на однородность породы.

Иммерсионный препарат готовился следующим образом: небольшое количество породы заливается дистиллированной водой, размельчается, пропускается через сито 0.05 мм для избавления от частиц алевритовой размерности и полностью высушивается. Затем небольшое количество образца помещается между двумя очищенными стеклышками и пространство между ними на $\frac{3}{4}$ заполняется иммерсионной жидкостью (Рис. 2).

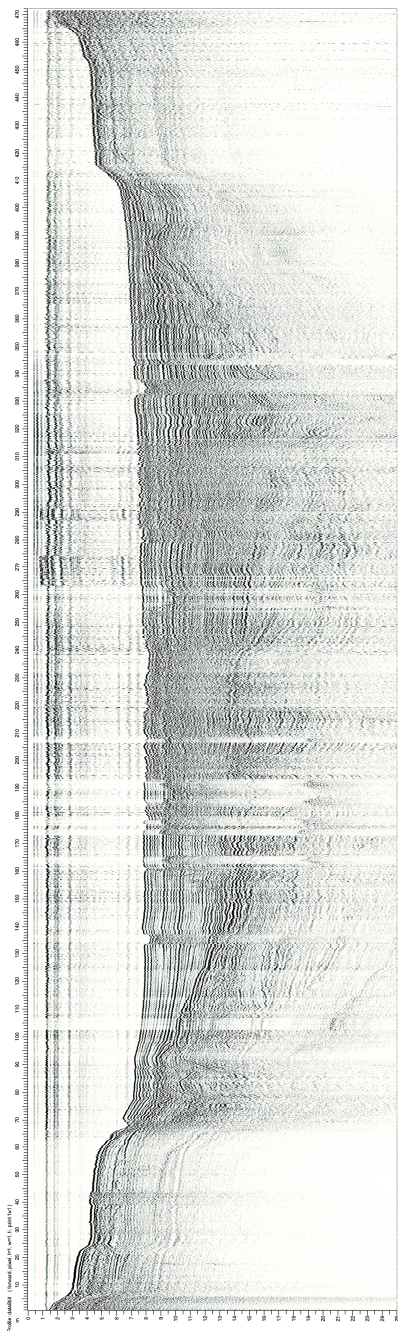


Рис. 1. Сейсмический профиль озера Яровое.

Для максимальной информативности с каждого образца было получено около 10 фотографий различных участков препарата. В сумме было сделано более 230 микрофотографий (в параллельном и скрещенном николях).

Полученные фотографии подвергнуты компьютерному анализу в программе eCognition Developer. Это среда для разработки и применения правил объектно-ориентированного анализа изображений, в которой составляется алгоритм для решения поставленной задачи и каждое фото подвергается обработке.

На первом этапе обработки фотографии была произведена сегментация. Изображение разделено на отдельные участки по однородности цвета и заданному относительному размеру сегмента. На втором этапе на основе контраста минералов с белым фоном был выделен класс зерен. На третьем этапе произведена сегментация класса зерен и на основе яркостных характеристик объектов выделен класс темных зерен (Рис. 3). На последнем этапе подсчитывалась площадь темноцветных и общая площадь зерен, выводилось их отношение. Получение данного соотношения и являлось целью работы в eCognition Developer.

Впоследствии построены графики по глубинам и произведена повторная корреляция колонок (Рис. 4).

Выяснилось, что колонки №2 и №4 достаточно хорошо коррелируют между собой.

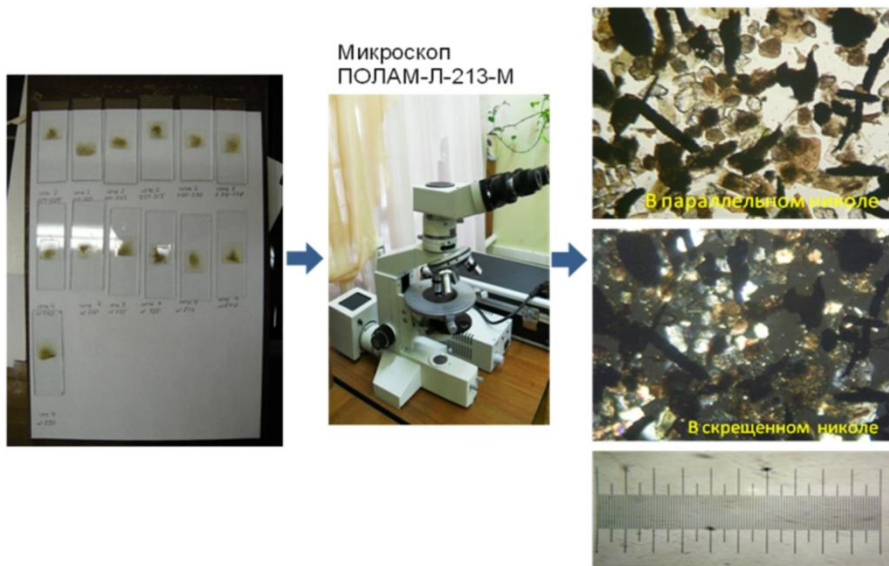


Рис. 2. Ход литологического анализа иммерсионных препаратов.



Рис. 3. Этапы обработки фотографий.

В настоящее время проводится радиоуглеродное датирование восьми образцов. Данные по четырем из них уже готовы, и они не противоречат проделанной корреляции. После получения данных по оставшимся четырем образцам можно будет уверенно говорить о применимости и достоверности использованного в работе метода.

Итак, микроскопический анализ иммерсионных препаратов может вполне успешно быть использован как дополнительный метод для корреляции литологических колонок. В ходе проведенных работ была оценена информативность рассмотренных параметров (отношение площади темноцветных минералов к общей площади зерен) и их седиментологическая значимость, а также установлено наличие перерыва в разрезе донных отложений, которое лишь предполагалось по сейсмическому профилю. Возможно, это обусловлено резким падением уровня водоема в прошлом.

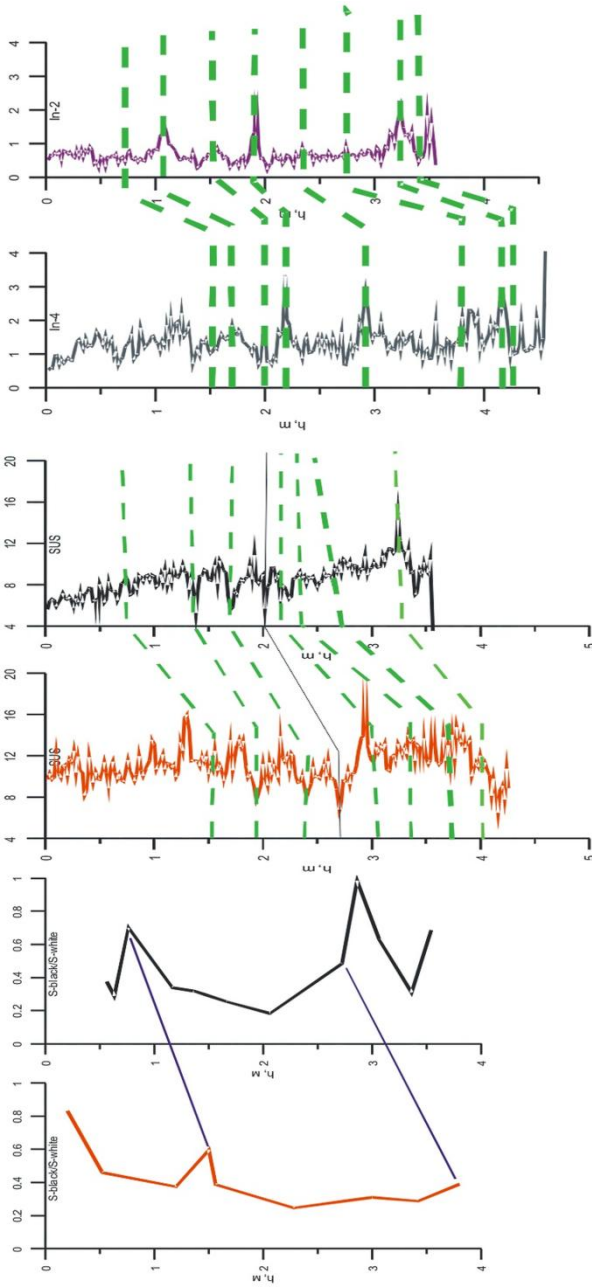


Рис. 4. Результаты повторной корреляции колонок.

Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика меловых и пограничных мел-палеогеновых отложений скважины 10 Русско-Полянского района (юг Западно-Сибирской плиты)

Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики, Новосибирск

В статье приводятся результаты магнитобيوстратиграфических исследований меловых и пограничных мел-палеогеновых отложений, вскрытых скв. 10, пробуренной в южной бортовой части Омского прогиба в пределах Омско-Ларьякской фациальной зоны (юг Западной Сибири) ($\varphi = 53^{\circ}34'N$, $\lambda = 73^{\circ}46'E$). В разрезе скважины меловые и пограничные мел-палеогеновые отложения представлены глинами, алевритами, алевролитами, аргиллитами, опоками, песчаниками и песками покурской, кузнецовской, ипатовской, славгородской, ганькинской и люлинворской свит общей мощностью 372 м. Полученные биостратиграфические данные свидетельствуют, что исследуемые отложения образовались во временном интервале от сеномана до танета включительно. Так, верхняя часть покурской свиты охарактеризована сеноманским палинокомплексом (ПК-I). Кузнецовская и ипатовская свиты, охарактеризованные комплексами диноцист DK-I, DK-II и DK-III и палинокомплексами ПК-II и ПК-III, датированы туоном и коньяк-сантоном. Славгородская и ганькинская свиты по палинологическим данным (ПК-IV и ПК-V) и по комплексам диноцист (DK-IV и DK-V) имеют: первая – кампанский, вторая – кампан-маастрихтский возраст. Палеогеновая люлинворская свита согласно определениям диноцист датируется танетом.

Из этих отложений для исследований было отобрано около 350 ориентированных образцов-кубиков, представляющих 84 временных стратиграфических уровня. В целом исследуемые отложения скважины относятся к классу слабомагнитных пород и по магнитным свойствам весьма неоднородны. Диагностика носителей намагниченности проводилась с использованием анализа параметров нормального намагничивания (J_r , H_s) и результатов интерпретации кривых терморазмагничивания. Большие поля насыщения для пород ганькинской и славгородской свит при небольших величинах намагниченности ($J_r = 370-600$ мА/м, $H_s=510$ кА/м) свидетельствуют о том, что в составе носителей намагниченности присутствуют магнитомягкие минералы группы гематита. Невысокие поля насыщения для пород покурской свиты ($H_s=270-350$ кА/м, при высоких величинах намагниченности, равных 640-815 мА/м) позволяют предположить, что носители намагниченности в ней представлены минералами группы магнетит-титаномагнетита. Для выделения характеристической компоненты ($ChRM$) остаточной намагниченности из общей ЕОН были использованы магнитные чистки и выполнен компонентный анализ. Для большинства исследуемых пород по результатам терморазмагничивания характерно наличие двух компонент намагниченности – низкотемпературной, выделяющейся до 100-200-300°C и высокотемпературной, сохраняющейся до 550-600°C. Размагничивание переменным магнитным полем также показало присутствие одной – двух компонент намагниченности:

низкокоэрцитивной, снимаемой небольшими переменными полями до 12-20 мТл и высококоэрцитивной (поля от 20 до 80 мТл). Компонентный анализ *NRM* позволил выделить характеристическую компоненту намагниченности.

Палеомагнитная колонка, привязанная к палеонтологическим данным, отчетливо подразделяется на четыре магнитозоны (снизу вверх): одна прямой и три обратной полярности и имеет следующее строение (Рис. 1). Покурская, кузнецовская и ипатовская свиты, охарактеризованные палинокомплексами ПК-I, ПК-II и ПК-III и комплексом диноцист ДК-I, ДК-II и ДК-III (сеноман, турон, коньяк-сантон), имеют прямую полярность, на фоне которой фиксируются два *R*-горизонта: один (500-497 м) в нижней части покурской свиты, второй (349-342 м) – в верхней части ипатовской свиты. Славгородская и ганькинская свиты, охарактеризованные палинокомплексами ПК-IV и ПК-V и диноцистами ДК-IV и ДК-V (кампан, маастрихт) вплоть до границы с палеогеном имеют обратную полярность. В славгородской свите на фоне обратной полярности фиксируется три *N*-горизонта. Обратная полярность славгородской свиты, датируемая по палеонтологическим данным кампаном, а, также, обратная полярность ганькинской свиты, датируемая по палеонтологическим данным кампан-маастрихтом, дают возможность заключить, что верхний кампан с соответствующей ему флорой и прямой полярностью, в разрезе скважины 10 отсутствует – попадает в перерыв. Такой вывод позволяет выделить две магнитозоны обратной полярности, разделенные перерывом между ними, объемом в интервал прямой полярности в кампанском ярусе [1]: одну в славгородской свите (кампан) и другую в ганькинской свите (кампан-маастрихт).

Таким образом, обобщая полученные данные, следует отметить, что покурская, кузнецовская и ипатовская свиты общей мощностью 160 м, имеющие прямую полярность с двумя горизонтами обратной намагниченности в ней, образуют одну мощную зону прямой полярности – *N(al-st)*. А славгородская и ганькинская свиты мощностью 74 м образуют две магнитозоны обратной полярности – R_1km и R_2mt с тремя *N*-горизонтами в ипатовской свите. Люлинворская свита образует зону обратной полярности *RLL*. На основе реперных уровней, которыми являлись хорошо охарактеризованные по палеонтологическим данным магнитозоны, созданный магнитобиостратиграфический разрез может быть сопоставлен со шкалой Градштейна [1]. Выделенная в палеомагнитном разрезе скважины длительная магнитозона прямой полярности *N(al-st)*, охватывающая сеноман, турон, коньяк, сантон, согласно традиционному расчленению Общей магнитостратиграфической шкалы на гиперзоны [2–3] соответствует гиперзоне Джалал и может быть сопоставлена с хроном С34 мировой шкалы в возрастных интервалах ~ 112.5-83.6 млн. лет (Рис. 2).

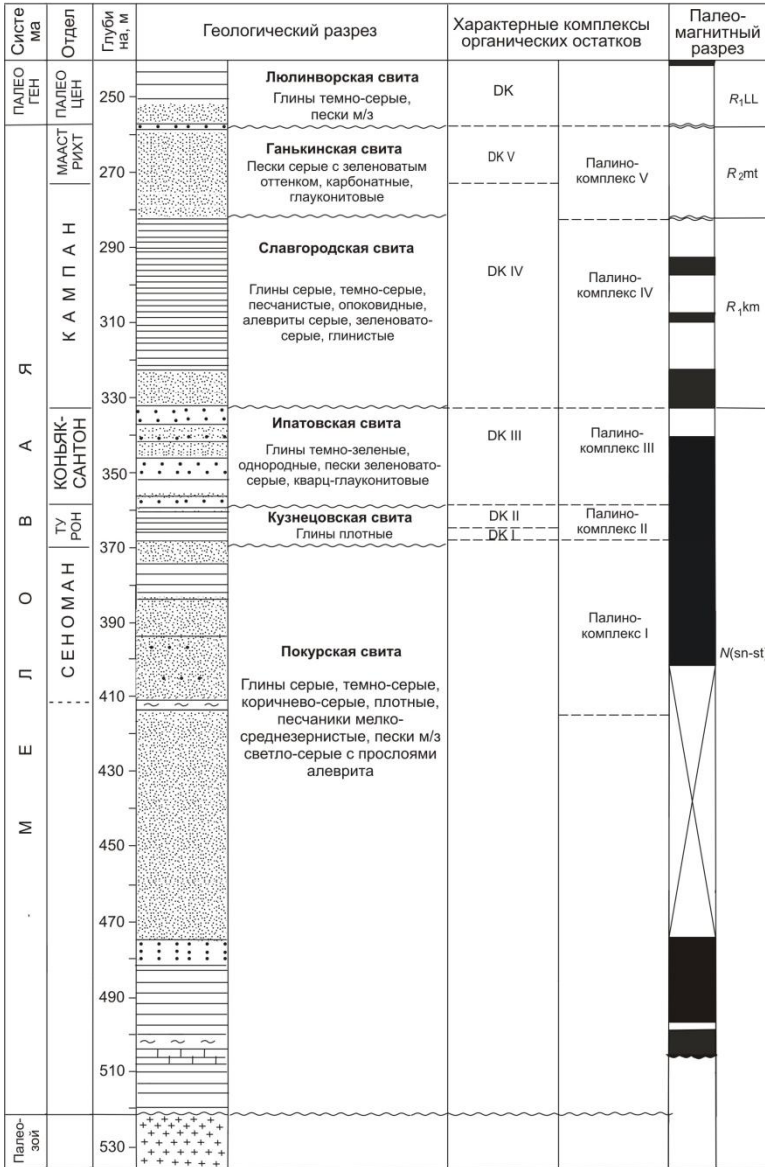


Рис. 1. Магнитостратиграфический разрез меловых отложений скв. 10.

Магнитохронологическая шкала
[Gradstein et al., 2008]

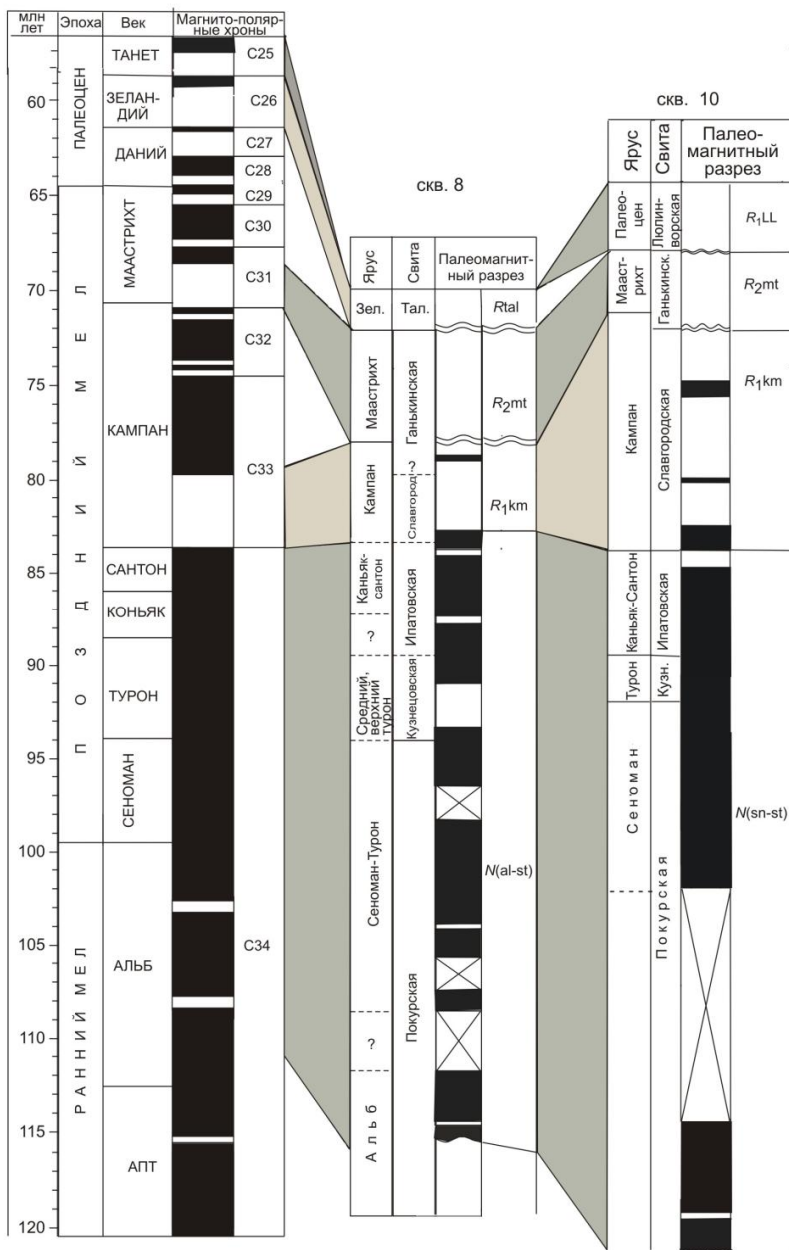


Рис. 2. Корреляция магнитостратиграфических разрезов скв. 8 и 10 с мировой шкалой (Gradstein et al., 2008).

Две магнитозоны обратной полярности, охватывающие большую часть кампана и часть маастрихта (славгородская свита) — R_1 km и маастрихт (ганькинская свита) — R_2 mt сопоставляются с хронами C33(r) и C31(r) в абсолютном летоисчислении 83.6-80 и 71-68.5 млн. лет соответственно. Магнитозона обратной полярности в люлинворской свите RLL сопоставляется с хроном C25. При таких сопоставлениях можно оценить длительность перерыва между славгородской — R_1 km и ганькинской — R_2 mt, которая будет составлять приблизительно 9 млн. лет и охватывать, вероятно, часть верхнего кампана — хроны прямой полярности C33(n) и C32 (верхний кампан) в возрастном диапазоне 80-71 млн. лет. А длительность перерыва между ганькинской — R_2 mt и люлинворской свитами RLL свитами будет определяться продолжительностью хронов C31(n), C30, C29, C28, C27 и C26 (~68.5-58 млн. лет).

Одним из важных выводов выполненной работы является обнаружение двух R -горизонтов датированных сеноманом и коньяк-сантоном, в длительной прямой монополярной магнитозоне $N(al-st)$, соответствующей сеноману, турону, коньяку, сантону и трех N -горизонтов в ипатовской свите, датированных коньяк-сантоном. Этим фактом еще раз подтверждается, все более проявляющаяся в последние годы, тенденция к усложнению структуры мелового монополярного суперхрона прямой полярности за счет выявления в нем новых инверсий и эпизодов [4].

Работа подготовлена при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00021.

1. Gradstein F.M., Ogg J.G. and Van Kranendonk M. On the Geological Time Scale 2008 // Newsletters on Stratigraphy. Vol. 43. No 1. June 2008. P. 5-13.
2. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб. Изд-во ВСЕГЕИ. 2000. 112 с.
3. Молостовский Э.А. Шкала магнитной полярности фанерозоя. Ее современная структура и значение для стратиграфии и геодинамики // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 3. «Геофизика». М.: Региональная общественная организация ученых по проблемам прикладной геофизики. 2002. С. 63-64.
4. Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Фомин В.А. Магнитостратиграфическая шкала меловой системы: современное состояние, проблемы построения и перспективы развития // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Саратов: Изд-во СГУ. 2007. С. 69-86.

К вопросу об устойчивости гетита в условиях земной поверхности

Грибов С.К., Долотов А.В.

ГО «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Некоузский район, Ярославская область

В красноцветных осадочных образованиях, широко использующихся для палеомагнитных построений, нередко вместе с ориентационной намагниченностью (DRM) сосуществуют химические намагниченности (CRM). Между тем в вопросе о временной сопоставимости DRM и CRM до сих пор нет ясности. Существующие представления сводятся к двум крайним позициям, составляющим так называемую “проблему красноцветов” (“red beds

controversy” [1, (pp. 197-203)]: (1) *CRM* приобретается в период осадкообразования или в скором времени после этого [2-4], (2) закрепление *CRM* происходит в течение длительного (в геологическом масштабе) времени и приводит к частичному или полному перемагничиванию красноцветных пород [5-12]. Однако понятие динамику химического намагничивания невозможно без знания того, способны ли минералы-носители естественной остаточной намагниченности (*NRM*) сохраняться неопределенно долгое время после осаждения или же они преобразуются в ходе быстрых химических реакций.

В настоящей работе ставилась задача оценки минералогической устойчивости гетита (α -FeOOH) на основе анализа результатов лабораторного кинетического изучения реакции дегидратации данного соединения, относящейся к распространенному процессу образования гематита (α -Fe₂O₃) в красноцветных осадочных породах в зоне гипергенеза.

В качестве объекта исследования была выбрана природная мономинеральная гетитовая фракция, представляющая собой плотные порошковые агрегаты, состоящие из частиц игольчатой формы (со средним размером 100-200x30-50 нм), вытянутых вдоль кристаллографической *c*-оси кристалла. Согласно данным термогравиметрического анализа (выполненного в динамическом режиме до 1000°C), формула исходного соединения может быть записана как FeOOH·0.0538H₂O. Кинетика дегидратации исследовалась в атмосфере воздуха в изотермических условиях с помощью термогравиметрического и магнитометрического методов. В первом случае изучение кинетики проводилось по измерению убыли веса в ходе разложения исходной фракции в течение 24 часов при фиксированной температуре в диапазоне $T=200-270^\circ\text{C}$ (с интервалом 5-10°C). Во втором случае кинетика процесса исследовалась с помощью непрерывного в течение 312 часов измерения намагниченности насыщения $J_s(t)$ в постоянном магнитном поле 0.65 Тесла непосредственно (*in situ*) в процессе реакции дегидратации при заданной температуре в диапазоне 183-273°C (с интервалом 4-25°C).

На Рис. 1 представлены кривые зависимости потери веса гетита от времени изотермической дегидратации в интервале 200-270°C. На основе данного графика мы рассчитали кинетические кривые «степень превращения – время» ($\alpha=f(t)$); здесь параметр α представляет отношение текущего значения потери массы к максимальному ее изменению в ходе реакции, зарегистрированному при 1000°C в динамическом эксперименте. Обнаружено, что изотермические кривые $\alpha(t)$ в основном состоят из участка преимущественно линейного увеличения степени фазового превращения внутри широкого интервала $0.3 < \alpha < 0.8$, после которого (в случае дегидратации при $T \geq 250^\circ\text{C}$) показывают уменьшение наклона кривой зависимости $\alpha(t)$, отвечающего участку замедления скорости (т.е. da/dt) реакции в ходе дальнейшей изотермической выдержки образцов при данных температурах. Установлено также, что для преобладающих линейных участков кинетических кривых $\alpha(t)$ константа скорости фазового перехода возрастает с увеличением температуры процесса. Однако спрямление этой зависимости в осях координат $\ln(da/dt) - 1/T$ дало возможность рассчитать значения кажущейся энергии активации (E) процесса

превращения исследованного гетита в гематит на воздухе. В результате E составила ~ 205.14 кДж/моль для $0.3 < \alpha < 0.8$ при $T = (240-270)^\circ\text{C}$.

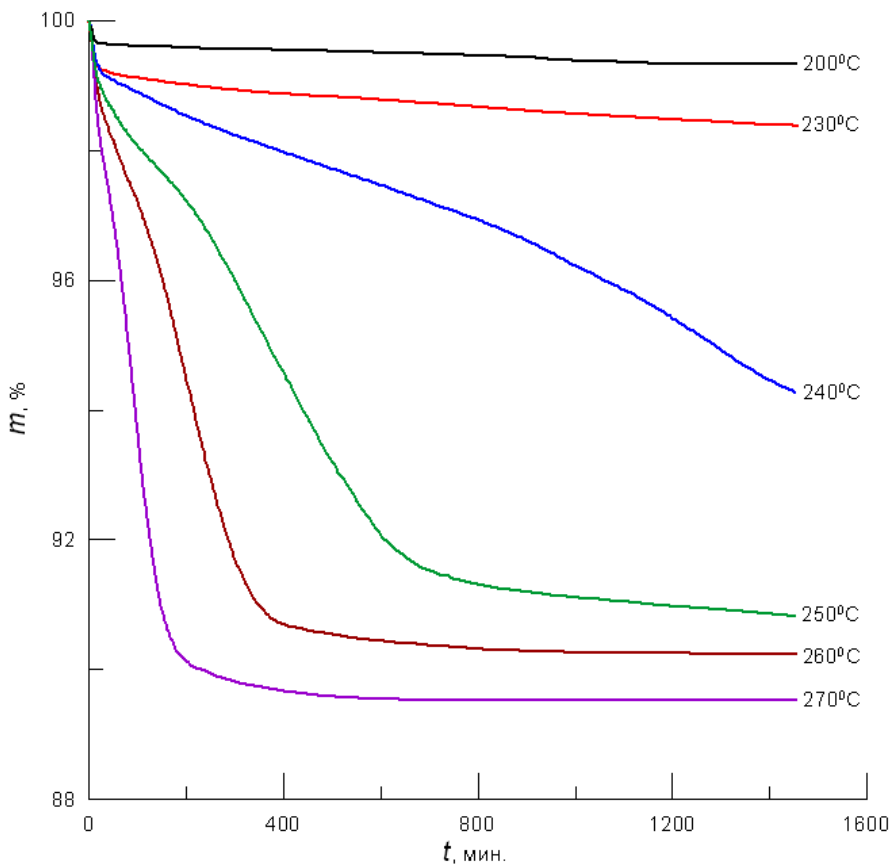


Рис. 1. Изменение массы исходного гетитового образца от времени изотермической дегидратации при разных температурах реакции.

На Рис. 2 представлены изотермические зависимости изменения намагниченности насыщения от времени дегидратации исходной гетитовой фракции. На этих кинетических кривых $J_S(t)$ достаточно отчетливо (с изменением наклона в понижении величины J_S) проявляются два, три или четыре (соответственно A , B , C и D) временных участка, продолжительность которых изменяется с температурой дегидратации.

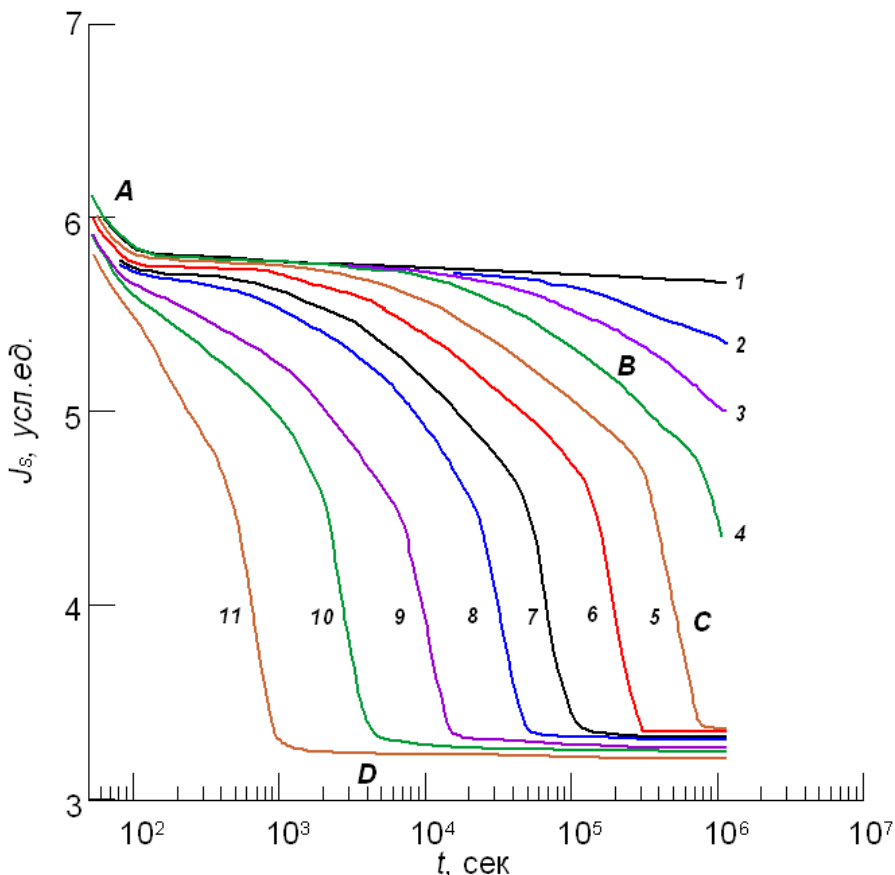


Рис. 2. Изменения намагниченности насыщения в зависимости от времени (логарифмическая шкала) и температуры дегидратации исходной гетитовой фракции. Цифрами 1–11 отмечены кривые, соответствующие разным температурам реакции: 1 – 183°C, 2 – 187°C, 3 – 191°C, 4 – 198°C, 5 – 204°C, 6 – 210°C, 7 – 216°C, 8 – 223°C, 9 – 235°C, 10 – 248°C, 11 – 273°C. A, B, C и D – характерные участки кривых, обсуждаемые в тексте.

На основе анализа результатов рентгенографического исследования всех подвергнутых длительной изотермической выдержке образцов было установлено [13], что условно выделенные нами участки B и C кривых $J_S(t)$ отвечают двухфазному состоянию образцов и предположительно спад J_S на этих участках связан с образованием гематита соответственно в приповерхностной и внутренней части гетитового зерна. Завершение спада $J_S(t)$ (участок D кривой $J_S(t)$) соответствует полному фазовому превращению гетит→гематит при указанных на Рис. 2 температурах реакции.

Для участков B и C преимущественно экспоненциального уменьшения намагниченности кривых $J_S(t)$ значения энергии активации образования ге-

матита через дегидратацию гетита, рассчитанные опять-таки из линейных экспериментально полученных зависимостей $\ln(dJ_S/dt)$ от $1/T$ в температурном диапазоне 183-273°C, оказались равными и составили ~ 201.48 кДж/моль. Этот факт дает основание предположить, что лимитирующей стадией реакции является диффузия катионов Fe^{3+} . Отметим также, что данное значение хорошо согласуется с параметром E , полученным с использованием термогравиметрического метода в сопоставимой температурной области разложения исходных образцов. Для сравнения укажем, что опубликованные до настоящего времени разными авторами оценки энергии активации рассматриваемой реакции лежат в широком интервале значений от 88 до 247 кДж/моль и в значительной мере зависят от размера гетитовых частиц [14].

Временная экстраполяция магнитометрических кривых до значений J_S , соответствующих для искомым образцов полному переходу $\alpha\text{-FeOOH} \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, позволила оценить время t^* , необходимое для завершения фазового превращения в исследованном температурном интервале $T=198\text{-}273^\circ\text{C}$. Линейность полученной зависимости $\ln t^*(1/T)$ (Рис. 3) дает возможность ее экстраполяции на более низкие температуры, т.е. позволяет выйти на моменты времени, не доступные для лабораторных экспериментов. Оказалось, что самопроизвольная полная гематизация изученной гетитовой фракции в природных условиях может быть реализована за времена ~ 1 или ~ 10 млн. лет лишь в случае регионального прогрета вмещающих пород до температур соответственно ~ 85 или $\sim 73^\circ\text{C}$. В палеомагнитном аспекте это означает, что в древних гетит-содержащих осадочных образованиях закрепление естественной остаточной намагниченности NRM может быть обусловлено эффектами повторных процессов блокирования намагниченности, связанных с длительной (десятки миллионов лет) реализацией реакции дегидратации $2\alpha\text{-FeOOH} \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}$ в условиях земной поверхности. Иначе говоря, в этом случае процесс спонтанной дегидратации гетита в гематит может играть определенную роль в формировании вторичных разновозрастных компонент NRM в ходе гипергенеза.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 09-05-00471).

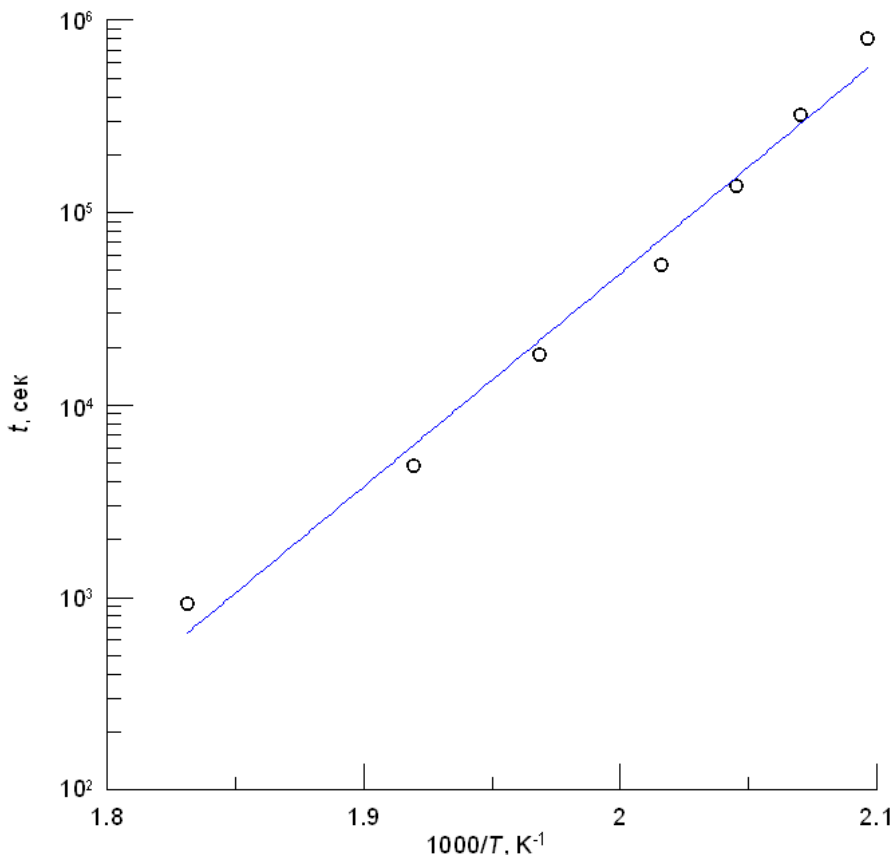


Рис. 3. Зависимость расчетного времени (логарифмическая шкала) полной гематизации исходной гетитовой фракции от обратной температуры ($1/T$). Сплошная линия соответствует линейной аппроксимации данных.

1. *Butler R.F.* Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Blackwell Science Inc. Boston. 1992. 319 p.
2. *Helsley C.E.* Magnetic reversal stratigraphy of the lower Triassic Moenkopi Formation in western Colorado // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1969. V. 80. No 12. P. 2431-2450.
3. *Helsley C.E., Steiner M.B.* Paleomagnetism of the lower Triassic Moenkopi Formation // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1974. V. 85. No 3. P. 457-464.
4. *Purucker M.E., Elston D.P., Shoemaker E.M.* Early acquisition of characteristic magnetization in red beds of the Moenkopi Formation (Triassic), Gray Mountain, Arizona // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. No. B2. P. 997-1012.
5. *Roy J.L., Park J.K.* Red beds: DRM or CRM? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1972. V. 17. No 1. P. 211-216.
6. *Larson E.E., Walker T.R.* Development of chemical remanent magnetization during early stages of redbed formation in Late Cenozoic sediments, Baja California // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1975. V. 86. No 5. P. 639-650.

7. *Turner P.* Continental red beds. *Developments in Sedimentology*, v. 29. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. 1980. 562 p.
8. *Walker T.R., Larson E.E., Hoblitt R.P.* The nature and origin of hematite in the Moenkopi Formation (Triassic), Colorado Plateau: a contribution to the origin of magnetism in red beds // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. No. B1. P. 317-333.
9. *Channell J.E.T., Freeman R., Heller F., Lowrie W.* Timing of diagenetic haematite growth in red pelagic limestones from Gubbio (Italy) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 58. No 2. P. 189-201.
10. *Larson E.E., Walker T.R., Patterson P.E., Hoblitt R.P., Rosenbaum J.G.* Paleomagnetism of the Moenkopi Formation, Colorado Plateau: basis for long-term model of acquisition of chemical remanent magnetism in red beds // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87. No. B2. P. 1081-1106.
11. *Larson E.E., Walker T.R.* A rock magnetic study of the Lower Massive sandstone, Moenkopi Formation (Triassic), Gray Mountain, Arizona // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87. No. B6. P. 4819-4836.
12. *Beck M.E.Jr., Burmester R.F., Housen B.A.* The red bed controversy revisited: shape analysis of Colorado Plateau units suggests long magnetization times // *Tectonophysics.* 2003. V. 362. Issue 1-4. P. 335-344.
13. *Грибов С.К., Долотов А.В.* Особенности изотермической дегидратации природного гетита (α -FeOОН): рентгенографическое исследование / «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Материалы конференции. М., 2011. С. 89-92.
14. *Cornell R. M., Schwertmann U.* The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrences and uses. 2nd ed. Wiley-VCH. 2003. 664 p.

Палеомагнитные исследования археологических памятников Костёнки 14 и 16

*Гуськова Е.Г.¹, Распопов О.М.¹, Дергачев В.А.²,
Иосифиди А.Г.³, Сеницын А.А.⁴*

¹ СПбФ ИЗМИРАН, Санкт-Петербург

² Физико-технический институт РАН, Санкт-Петербург

³ ВНИГРИ, Санкт-Петербург

⁴ Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург

Введение На протяжении всего исторического развития науки о древнем человеке материалы археологического памятника Костёнки служили отправной точкой для разработки схем культурно-исторического подразделения верхнего палеолита Восточной Европы. Этот археологический памятник был открыт более 130 лет назад в 1879 г. известным русским естествоиспытателем И.С. Поляковым. Основной направленностью современного этапа исследования палеолита Костёнок стало изучение многослойных памятников. В этом плане, представляется важным использования всего арсенала возможных методов датировки разрезов археологического памятника. Одним из таких методов является палеомагнитный метод, основанный на выявлении в разрезе археологического памятника проявления экскурсов геомагнитного поля с известной датировкой их развития [1].

В рамках настоящей работы обобщены результаты палеомагнитных исследований археологических памятников Костёнки-14 (Маркина Гора) и Костёнки 16 (Угल्याнка) (51,5 град. с.ш., 39,0 град. в.д.), возрастной интервал разрез, которых составляет десятки тысяч лет. Применительно к Костёнкам наиболее важным является выявление экскурсов Каргаполово (Лашамп) и Моно, развитие которых происходило около 45-42 и 28-26 тыс. лет назад.

В задачу исследований в настоящей работе входило выявление геомагнитных экскурсов в разрезах и датирование слоев разреза с помощью выявленных экскурсов в дополнение к радиоуглеродному и палинологическому методам [2]. На Рис. 1 и 2 представлено расположение археологических памятников Костёнки 14 и Костёнки 16.



Рис. 1, 2. Местоположение археологических памятников Костёнки 14 (Маркина Гора) и Костёнки 16 (Угल्याнка).

Регистрация экскурсов геомагнитного поля в разрезе Костёнки 14 (Маркина Гора) В соответствии со стратиграфией культурных слоев памятника, корреляцией геологических отложений и имеющимися радиоуглеродными датами [3] образцы без перерыва отбирались по вертикальному профилю восточной стенки разреза Костёнки-14 и представляли собой кубики размером 5×5×5 см. Большой размер кубиков был связан с сыпучестью почвы. Всего было отобрано и измерено 100 образцов. При этом образец №100 был отобран у дна разреза на глубине около 5 м.. Первые измерения образцов памятника Костёнки-14 проводились на астатическом магнитометре МАЛ-26 в Лаборатории магнитных свойств СПбФ ИЗМИРАН в поселке Воейково Ленинградской области. Для каждого из образцов было проведено измерение вектора естественной остаточной намагниченности J_n (в зарубежной литературе NRM – natural remanent magnetisation), характеризующейся величиной и двумя углами – наклона I и склонения D .

Таблица 1. Координаты ВПП для образцов №№ 100-53 разреза Костёнки 14 (Маркина Гора).

№ ОБР	Φ°	Λ°	№ ОБР	Φ°	Λ°	№ ОБР	Φ°	Λ°
83	64	122	67	80	219	53	74	248
84	39	47	68	81	261	54	71	243
85	0	154	69	83	219	55	65	253
86	59	86	70	34	1	56	58	254
87	80	39	71	-29	46	57	40	310
88	43	312	72	32	359	58	18	354
89	55	91	73	35	25	60	12	50
90	56	122	74	49	17	61	8	13
91	69	334	75	52	39	62	36	318
92	67	284	76	14	27	63	25	317
93	78	308	77	15	330	64	47	306
94	72	39	78	26	332	65	68	2
95	81	210	79	70	291	66	71	207
96	63	122	80	39	309	-	-	-
97	69	219	81	36	318	-	-	-
98	66	53	82	57	248	-	-	-
99	76	48	82-1	69	39	-	-	-
100	45	308	-	-	-	-	-	-

Следующим этапом исследований была оценка возможности проявления экскурса геомагнитного поля по траектории движения виртуальных палеомагнитных полюсов (ВПП) по разрезу археологической стоянки Костёнки-14. С этой целью были вычислены координаты (широта Φ° и долгота Λ°) виртуальных палеомагнитных полюсов (ВПП) для каждого из образцов и построена картина перемещения ВПП по земной поверхности. Данные расчетов ВПП представлены в Таблице 1. Из таблицы 1 Следует, что для образцов №85 Φ=0°, Λ=154°, №71 (Φ = -29°, Λ=46°) и №61 (Φ=8°, Λ=13°) происходит снижение широты виртуального палеомагнитного полюса, что может служить признаком геомагнитного экскурса.

Сопоставление положения мест аномального поведения палеомагнитного

поля по разрезу с радиоуглеродным и палинологическим датированием свидетельствует, что аномальное поведение магнитного поля соответствует

примерно 42-40 ВР и 29-27 ВР [2] В этих временных интервалах были зарегистрированы геомагнитные экскурсы Каргаполово и Моно. При этом, развитие экскурса Каргаполово происходило в два этапа. Отличительным признаком второго этапа служит образец №71, координаты которого уходят в южное полушарие Это позволяет датировать археологический объект ~42000 ВР.

Результаты исследований поведения ВПП палеомагнитного поля по данным многочисленных геологических объектов свидетельствует о том, что движение виртуального геомагнитного плюса происходит по часовой стрелке вокруг (или вблизи северного магнитного полюса), а во время экскурса переходит к движению против часовой стрелки.

На Рис. 3 показаны траектории движения виртуального палеомагнитного полюса для первого (образцы №№88-81 в Таблице 1) и второго (образцы №№81-71) этапов экскурса Каргаполово. Во обоих случаях во время экскурса движение ВПП происходило против часовой стрелки. Аналогичная картина движения ВПП наблюдалась и для экскурса Моно (образцы 63-58).

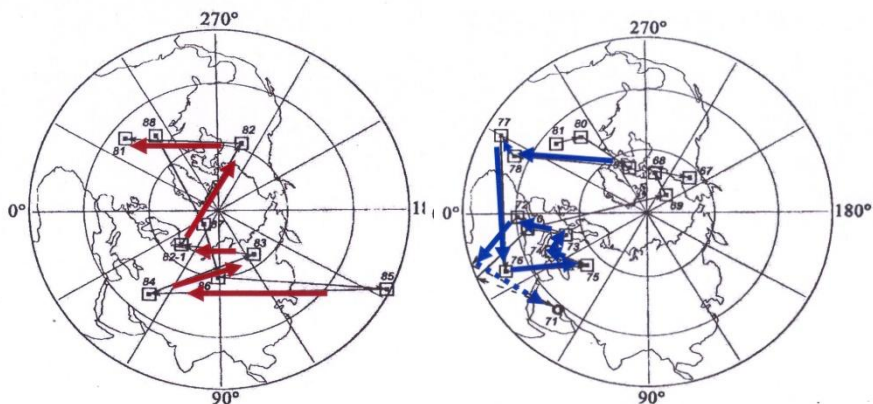


Рис. 3. Перемещение виртуального палеомагнитного полюса во время развития первого этапа экскурса Каргаполово (слева) и второго этапа экскурса Каргаполово (справа) по данным разреза Костёнки 14.

Регистрация экскурсов геомагнитного поля в разрезе Костёнки 16 (Углянка) По вертикальному разрезу западной стенки раскопа археологического памятника Костёнки 16 (Углянка) вблизи места, где имелась радиоуглеродные датировки (25000-29000 ВР), было отобрано семь образцов в виде кубиков размером $2 \times 2 \times 2$ см³. Измерение магнитных характеристик образцов проводилось по общепринятой методике в Лаборатории магнитостратиграфии и палеомагнитных реконструкций ВНИГРИ. Результаты исследования изменение магнитных характеристик семи образцов западной стенки разреза Костёнки 16 при первичных измерениях ($D^\circ, 20; I^\circ, 20$) и после последовательной температурной чистки до 120 градусов С ($D^\circ, 120, I^\circ, 120$), а также

результаты расчета положения виртуальных палеомагнитных полюсов (широта Φ и долгота Λ) представлены в Таблице 2.

Таблица 2. Результаты исследования магнитных характеристик 7 образцов разреза Костёнки 16.

№п/п	$K \cdot 10^{-4}$ ед.СИ	$J_n \cdot 10^{-3}$ А/м	$D^{0_{20}}$	$I^{0_{20}}$	$\Phi^{0_{20}}, N$	$\Lambda^{0_{20}}, E$	$J_n \cdot 10^{-3}$ А/м	$D^{0_{120}}$	$I^{0_{120}}$	$\Phi^{0_{120}}, N$	$\Lambda^{0_{120}}, E$
7	4.0	0.9	357.6	62.9	82.5	232.2	0.66	17	62.1	76	157.8
6	14.6	3.3	282.9	-65.4	-29.0	267.8	2.89	231.7	-69.7	-59.2	284.6
5	71.0	11.6	243.7	58.2	16.2	352.4	9.04	279.8	65.7	40.7	338.4
4	38.1	9.6	352.6	68.4	85.4	311.0	5.50	1.4	71.3	85.5	49.1
3	11.9	2.4	319	53.1	55.5	293.7	2.00	317.6	49.3	52.3	291.2
2	10.8	2.9	98.1	81.1	46.3	64.4	2.61	21.2	82.9	64.1	50.6
1	4.9	2.1	337	80.4	67.9	19.6	0.94	359	75.5	78.8	36.6

Как следует из Таблицы 2 для образца №6 ВПП перемещается в южное полушарие, что характеризует поведение ВПП как характерное для второго этапа экскурса Каргаполово. На Рис. 4 приведена траектория движения ВПП по семи образцам западной стенки разреза Костёнки. Видно, что перемещение ВПП происходит против часовой стрелки, что характерно для развития геомагнитного экскурса.

Для выявления экскурса Моно, который, как указывалось, проявился в разрезе Костёнки 14 было отобрано дополнительно 10 образцов в виде стеклянных ампулы (размером $2 \times 2 \times 2$ см³), которые должны были охватить менее древний

временной интервал по сравнению с первыми семью образцами.

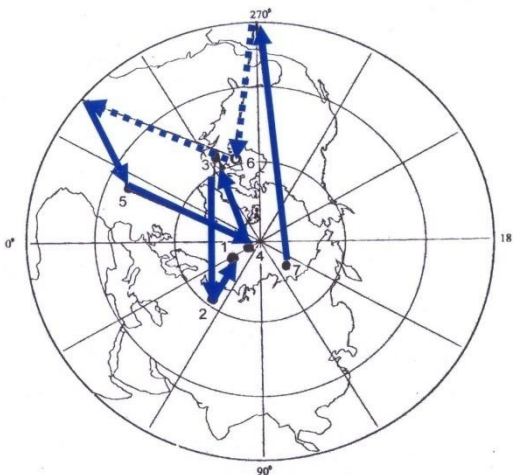


Рис. 4. Перемещение ВПП для excursии Каргаполово по данным западной стенки разреза Костёнки 16.

На Рис. 5 представлено изменение палеомагнитных характеристик 10 образцов с западной стенки разреза Костёнки 16 и изменение положения виртуального палеомагнитного полюса (широта Φ и долгота Λ). Для образца №6 выявляется перемещение ВПП в низкие широты, что может являться проявлением развития excursии Моно (~28000-26000 BP). Радиоуглеродные датировки слоя почвы, из которого брались образцы для палеомагнитных исследований дают значения 25000-29000 BP, что, по существу, подтверждает магнитную датировку.

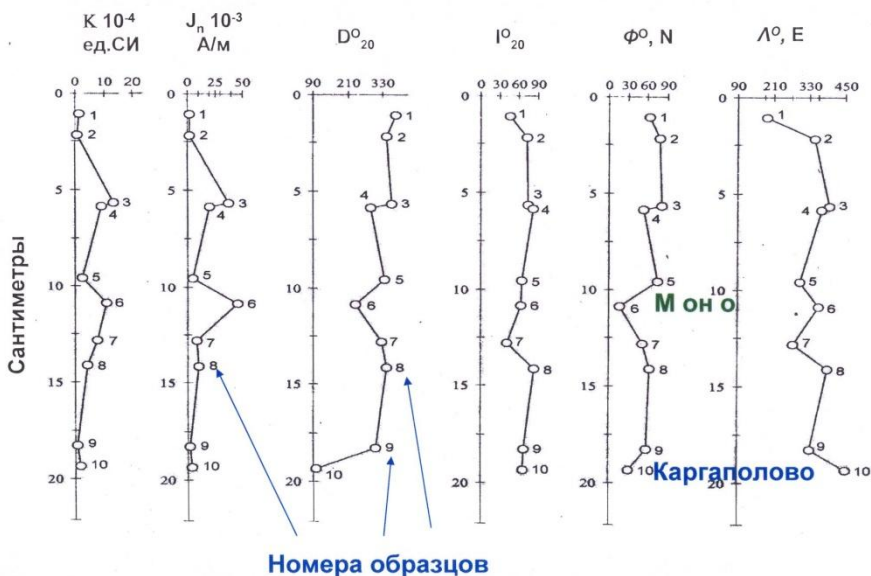


Рис. 5. Изменение магнитных характеристик 10 образцов с западной стенки разреза Костёнки 16 и изменение положения виртуального палеомагнитного полюса (широта Φ и долгота Λ).

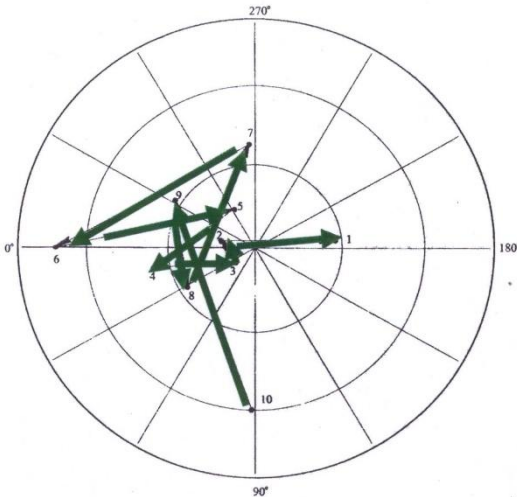


Рис. 6. ВПП для 10 образцов из западной стенки разреза Костёнки 16. ВПП перемещается против часовой стрелки, что подтверждает развитие экскурса.

Проведенный анализ позволил:

- выявить геомагнитные экскурсы Каргаполово, развитие которого проходило в два этапа, и Моно,
- выявленные экскурсы позволили провести временное датирование слоев разреза в дополнение палинологическому методу и радиоуглеродному датированию.

Работа выполнялась при поддержке грантов РФФИ 10-05-00129-а и 11-06-12007-офи-м-2011, а также Программ Президиума РАН «Мегаструктура Евразийского мира: основные этапы формирования» и «Фундаментальные проблемы исследований и освоения Солнечной системы».

1. Петрова Г.Н., Нечаева Т.Б., Поспелова Г.А. Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом. 1992. Москва. Наука. 175 с.
2. Герник В.В., Гуськова Е.Г. Палеомагнитные характеристики отложений разреза ст. Костенки 14 (Маркина гора). // Особенности развития верхнего палеолита Восточной Европы /ред. А.А. Сеницын, В.Я. Сергин, Дж. Ф. Хоффекер/. - Костенки в контексте палеолита Евразии. Труды Костенковской экспедиции ИИМК РАН, серия: Исследования, вып.1. 2002. СПб., с. 247-249.
3. Sinit'syn A.A., Hoffecker J.F. Radiocarbon dating and chronology of the Early Upper Paleolithic at Kostenki. // Loess and palaeoenvironments across Eurasia: dedicated to the memory of Márton Pécsi /eds. A.A. Velichko, A.E. Dodonov, N.R. Cato/. - Quaternary International, vol. 151-152, 2006. p.164-174.

На Рис. 6. Представлена траектория движения ВПП для рассматриваемых 10 образцов из западной стенки разреза Костёнки 16. ВПП перемещается против часовой стрелки, что подтверждает развитие экскурса Моно.

Заключение Впервые обобщены результаты палеомагнитных исследований археологических памятников Костенки 14 и Костенки 16 (51,5 град. с.ш., 39,0 град. в.д.).

Палеомагнетизм пермских образований восточной части Южного Тянь-Шаня, Киргизстан

Дворова А.В., Баженов М.Л.

Геологический институт РАН, Москва

Территория Центральной Азии является уникальной природной лабораторией для изучения внутриплитной тектоники, для чего очень важны оценки масштабов перемещений и вращений отдельных структур с помощью палеомагнитных данных. Однако для получения согласованной картины нужно охарактеризовать движения многих сравнительно небольших структур в разные моменты времени; фактически это означает, что надо провести достаточно детальное палеомагнитное картирование. Пока же взгляды на эволюцию этого мобильного региона остаются крайне противоречивыми, что во многом связано с наличием обширных палеомагнитных белых пятен для любого интервала времени.

Палеомагнитные исследования пермских пород Тянь-Шаня на территории Киргизии, восточного Казахстана и западного Китая уже проводились, но предлагавшиеся модели эволюции этой территории очень противоречивы [1, 2], что во многом связано с неравномерным распределением данных по площади. Одним из белых пятен была восточная часть Южного Тянь-Шаня, где мы изучили пермские вулканогенные и осадочные породы трех объектов. Пермские породы этой части Тянь-Шаня были деформированы в конце перми - триасе, судя по региональному угловому несогласию между пермскими и пост - триасовыми отложениями.

Для изученных объектов после компонентного анализа данных ступенчатой температурной чистки всех образцов были получены следующие результаты (низкотемпературная компонента естественной остаточной намагниченности, ЕОН, исключена):

1) Верхнепермские красноцветные песчаники и алевролиты тулейканской свиты гор Карачатыр (40.4°N; 72.5°E); изучено 67 образцов из двух крыльев большой синклинальной складки. Примерно в половине образцов стабильных компонент ЕОН не обнаружено, или же такие компоненты выделяются с большой (> 10°) ошибкой. В остальных образцах при прогреве выше 400°С выделяется одна компонента обратной полярности или круг перемагничивания. Тест складки для этой компоненты положительный, а максимум кучности наблюдается в древней системе координат; следовательно, эта компонента имеет доскладчатый возраст. Ее среднее направление в древней системе координат (склонение $D^\circ = 134.6$, наклонение $I^\circ = -54.9$, кучность $k = 16.9$, радиус круга доверия $\alpha_{95}^\circ = 6.4$, $n = 32$ обр.) повернуто примерно на 100° против часовой стрелки по отношению к пермским эталонным данным для Балтики.

2) Пермские вулканиды ходжакеденской свиты на северном склоне хр. Кичик-Алай (40.1°N; 72.4°E); изучен 31 образец из 200-метровой толщи кислых пород, вероятнее всего являющейся мощной экструзией. В двух третях

образцов при прогреве выше 300°–400° выделена единственная компонента ЕОН, спадающая в начало координат. О ее древнем возрасте свидетельствует обратная полярность и, с учетом имеющихся опубликованных данных [1], региональный тест складки. Среднее направление этой компоненты в древней системе координат ($D^\circ = 156.0$, $I^\circ = -53.3$, кучность $k = 24.3$, $\alpha_95^\circ = 6.8$, $n = 20$ обр.) повернуто примерно на 80° против часовой стрелки по отношению к пермским эталонным данным для Балтики.

3) Верхнекарбонные-нижнепермские красноцветные песчаники и алевролиты свиты бегичи на южном склоне Алайского хребта (39.6°N; 71.9°E); изучено 39 образцов из трех разрезов с разными залеганиями. Более 80% величины ЕОН почти всех образцов связано с компонентой обратной полярности, выделяемой в интервале температур от 300° до 600°, иногда до 630°. Направления этой компоненты сильно рассеяны и в современной, и в древней системах координат ($k < 10$), но при ступенчатом введении тектонических поправок наблюдается отчетливый максимум при 60% распрямлении слоев ($k = 23$). Еще более отчетливо этот эффект проявлен для средних направлений этой компоненты, рассчитанных для групп образцов со сходными залеганиями. Для четырех таких средних векторов в современной и древней системах координат кучности по-прежнему малы ($k < 10$), но максимум при 60% распрямлении слоев проявлен очень четко ($k = 138$). Среднее направление этой компоненты при 60% распрямлении слоев ($D^\circ = 185.5$, $I^\circ = -43.0$, кучность $k = 23$, $\alpha_95^\circ = 5.4$, $n = 33$ обр.) повернуто примерно на 50° против часовой стрелки по отношению к пермским эталонным данным для Балтики.

Таким образом, на востоке Южного Тянь-Шаня выявлены большие повороты против часовой стрелки, варьирующие по величине от объекта к объекту. Точно такая же картина получена и для других объектов как в пределах собственно Тянь-Шаня, так и в прилежащих к нему частях Тарима, Джунгарии и Южного Казахстана на территории более 2000 км в длину и 400 км в ширину. Это заставляет нас сомневаться в правильности тектонических моделей, построенных на основе геологических и палеомагнитных данных для небольших блоков [2], а, по нашему мнению, говорит о едином механизме формирования позднепалеозойской структуры всего этого огромного региона. Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 10 ОНЗ РАН.

1. *Bazhenov M.L., Burtman V.S., Dvorova A.V.* Permian paleomagnetism of the Tien Shan fold belt, Central Asia: the succession and style of tectonic deformation // *Tectonophysics*. 1999. v. 312. p. 303-329.
2. *Choulet F., Chen Y., Wang B., Faure M., Cluzel D., Charvet J., Lin W., Xu B.* Late Paleozoic paleogeographic reconstruction of Western Central Asia based upon paleomagnetic data and its geodynamic implications // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. v. 42. p. 867-884.

Палеомагнетизм среднепалеозойских образований восточного склона Полярного Урала (участок карьер Придорожный)

Дворова А.В., Кузнецов Н.Б.

Геологический институт РАН

Изучена коллекция силурийско-девонских осадочных пород восточного склона Полярного Урала. Участок отбора (участок - карьер Придорожный) находится севернее г. Лабитнанги, к югу от месторождения “Новогоднее Монто”, в карьере, расположенном в 2 км к СЗ от 12-го километра железной дороги Обская-Бованенково (66°48'15"N, 66°26'10"E). Разрез мощностью около 100 м сложен переслаивающимися серыми, серо-черными, черными, светло-серыми, светло-зеленовато-серыми алевролитами, серыми карбонатистыми алевролитами и серыми и буровато-серыми мелкозернистыми песчаниками. Мощность отдельных слоев изменяется от долей см до десяти – пятнадцати см. Азимуты падения варьируют от юго-восточных до северо-западных румбов при изменении углов падения от 30° до 70°. Отбор образцов производился по сайтам. Всего было отобрано 80 образцов из 12 сайтов.

Изученные образцы по величине начальной естественной намагниченности (ЕОН) в основном слабонамагнитные – от 0,3 м/Ам до 9 м/Ам. Один образец из каждого штупа прошел ступенчатую термомагнитную чистку до температур 420°–490°C. Шаг нагрева в температурном интервале 200° – 400°C менялся от 50° до 20°C, после температуры 400°C шаг нагрева составлял 10°C. Тридцать процентов образцов коллекции было исключено из рассмотрения из-за хаотичного распределения ЕОН. В разных образцах оставшейся части коллекции (56 образцов) было выделено две интерпретируемые компоненты намагниченности, образующие четко разделяющиеся, как в современной системе координат, так и в древней системе, кластеры на стереограмме.

Одна из компонент выделяется в температурном интервале 200° - 490°C (в основном –200° - 380°C). Эта компонента, судя по результатам тестирования (тест складки по ENKIN), послескладчатая и по направлению близка к направлению позднепалеозойского перемагничивания (табл.1). По существующим представлениям [1] в позднем палеозое произошел уральский (герцинский) коллизионный орогенез, приведший к формированию эпипалеозойского Уральского коллизионного покровно-складчатого пояса. Именно с этим тектоническим событием возможно связано проявление позднепалеозойского перемагничивания, как во многих других местах на Урале [2] так и в породах изученной коллекции.

Таблица 1. Результаты палеомагнитного изучения среднепалеозойской коллекции.

N	n	Современная система				Древняя система				
		D°	I°	k	α_{95}°	D°	I°	k	α_{95}°	%
80	16	225,9	-50,9	10,4	12,0	193,3	-38,1	5,3	17,7	0
80	40	152,9	-42,1	16,0	5,8	144,8	2,4	22,9	4,8	80
12*	7	153,2	-41,2	44,6	9,1	145,6	3,3	175,4	4,6	100

Примечание: N – количество изученных образцов, n – вошедшее в статистику число образцов; D°, I° – палеомагнитные склонение и наклонение; α_{95}° – радиус овала доверия; k – кучность, определенная по статистике Фишера; % – распрямление при k тах в процентах. * – по сайтам (т.е. статистика по 7 из 12 сайтов).

Другая интерпретируемая компонента выделяется в температурном интервале от 250° до 490°С (в основном –300°– 430°С) и по результатам тестирования является доскладчатой (табл.1).

В соответствие с существующими представлениями [1] об эволюции Полярного сегмента эпипалеозойского Уральского покровно-складчатого пояса, начиная с рубежа кембрия и ордовика, и вплоть до визэйского века раннего карбона эволюция Западно-Уральской и Восточно-Уральской мегазон протекала независимо друг от друга и не сопровождалась покровно-складчатыми дислокациями. Проявившееся примерно на рубеже турнейского и визэйского веков тектоническое событие привело к пространственному смещению комплексов и структур полярных сегментов Западно-Уральской и Восточно-Уральской мегазон, нарушению первичного строения самих этих зон, а также, очевидно, к формированию их сложной внутренней покровно-складчатой структуры. Исходя из этого, можно утверждать, что возраст второй интерпретируемой компоненты намагниченности – до визейской. При этом учитывая, что в регионе более ранние этапы деформации ранне- и среднепалеозойских пород не установлены и, скорее всего, не проявлялись, можно предположить, что эта доскладчатая компонента намагниченности в изученных силурийско-девонских породах, скорее всего, является первичной.

Направление доскладчатой компоненты ($D_s^{\circ}=144,8$ $I_s^{\circ}=2,4$) и, естественно, координаты полюса ($\Phi^{\circ}=-17,6$ $\Lambda^{\circ}=103,2$ $d_p=2,4$ $d_m=4,8$) существенно отличается по наклонению от ордовикско-силурийских направлений, полученным по офиолитовым образованиям Полярного Урала [3;4]. Судя по данным таб. 2, самые близкие полюса к полученному – полюса по Сибири для 440 - 420 млн. лет.

Таблица 2. Рассчитанные направления намагниченности для участка Придорожный (66°48'15"N 66°26'10"E) по палеомагнитным полюсам ВЕК и Сибири из работы [5].

Время, Эпоха	Время, млн.лет.	ВЕК		Сибирь	
		D°	I°	D°	I°
S ₁	440	61,6	-14,3	132,3	-5,5
S ₂	420	87,0	-11,2	127,0	7,8
D ₁	400	93,8	-7,6	114,9	15,8
D ₃	380	107,4	10,2	106,2	25,6

Без дополнительных данных в настоящее время можно лишь уверенно заключить, что данный участок во время приобретения изученными породами доскладчатой намагниченности находился в приэкваториальных широтах.

1. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении) // Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 299 с.
2. Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В. и др. Уральский палеокеан в девонское время (по палеомагнитным данным) // Геотектоника. 2000. № 5. с. 61-70.
3. Лубнина Н.В. История развития ордовикских комплексов Полярного Урала по палеомагнитным данным: Автореф.дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: Изд-во МГУ, 1998. 24 с.
4. Лубнина Н.В., Диденко А.Н., Куренков С.А. и др. История формирования палеозойских комплексов Полярного Урала по палеомагнитным и геологическим данным // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. с.153-180.
5. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан // М.: Ин-т планетарной геофизики РАН, 1995. 297 с.

Структура нижней мантии и вековые вариации главного геомагнитного поля

Демина И.М., Солдатов В.А.

СПбФ ИЗМИРАН, Санкт-Петербург

Введение В предположении существования в жидком ядре долгоживущих структурированных течений, определяющих недипольную часть ГМПЗ, нами была построена модель источников, существующих и непрерывно изменяющихся на протяжении 110 лет [1-3]. Эта модель позволяет рассмотреть траекторию перемещения каждого отдельного источника и выявить как схожие черты, так и имеющиеся особенности. Поскольку в данной работе мы рассматриваем влияние на кинематику источников строения границы ядромантия, то для проведения сравнения, в первую очередь, мы выбирали между диполями, по глубине приуроченными к границе ядро-мантия.

Возможность анализа влияния структуры нижней мантии на кинематику отдельных источников обеспечена существованием нескольких трехмерных математических моделей ее строения, достигающих глубин границы ядро-мантия. В частности, это касается зон субдукции [4].

Выбор источника и модели строения мантии Среди ряда источников, приуроченных к границе ядро-мантия и характеризующихся выраженным западным дрейфом, один диполь выделяется сложной формой траектории. На Рис. 1а ромбами показана проекция траектории этого источника на поверхность Земли, размер символа увеличивается от 1900 к 2010 году. Сложная форма траектории послужила одной из причин, почему для сравнения был выбран именно этот источник. Кроме того, район под Карибским регионом, который пересекает траектория, относится к, так называемым, кладбищам литосферных плит (Рис. 1б), где, согласно литературным данным, поглощение древней океанической литосферы достигает 18 км^2 на 1 км^2 поверхности Земли [5].

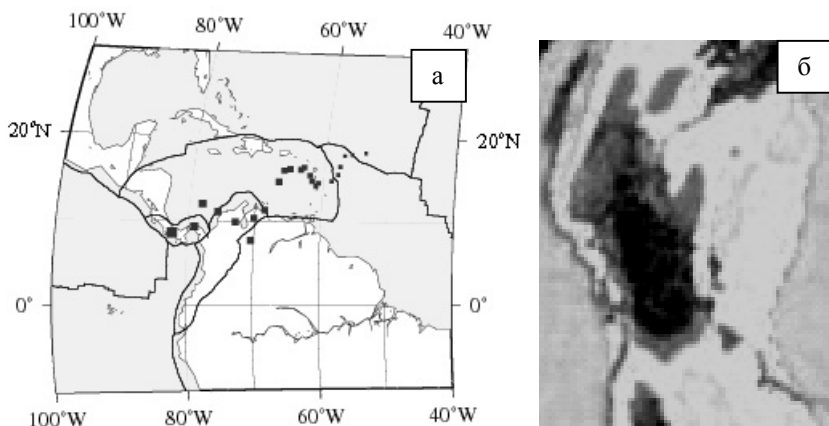


Рис. 1. Проекция траектории выбранного источника на поверхность Земли и зоны кладбищ литосферных плит. Черная сплошная линия – границы современных литосферных плит. б – из работы [6].

Из-за сложности структуры Карибский регион привлекает внимание многих исследователей. В частности, в работе [6] была выделена структура повышенной плотности, доходящая до границы ядро-мантия, которую сами авторы интерпретировали как остатки древних литосферных плит. С результатами этой работы хорошо коррелирует распределение повышенных и пониженных скоростей сейсмических волн для данного региона, вычисленное по модели SAW24b16 [7]. На этом основании все дальнейшие, необходимые для проведения сравнения расчеты мы проводили по этой модели.

Сравнение траектории источника и неоднородности структуры плотности нижней мантии На основе модели строения мантии в области траектории источника построены поверхности, разделяющие области повы-

шенных и пониженных скоростей сейсмических волн. Эти поверхности представлены на Рис. 2а.

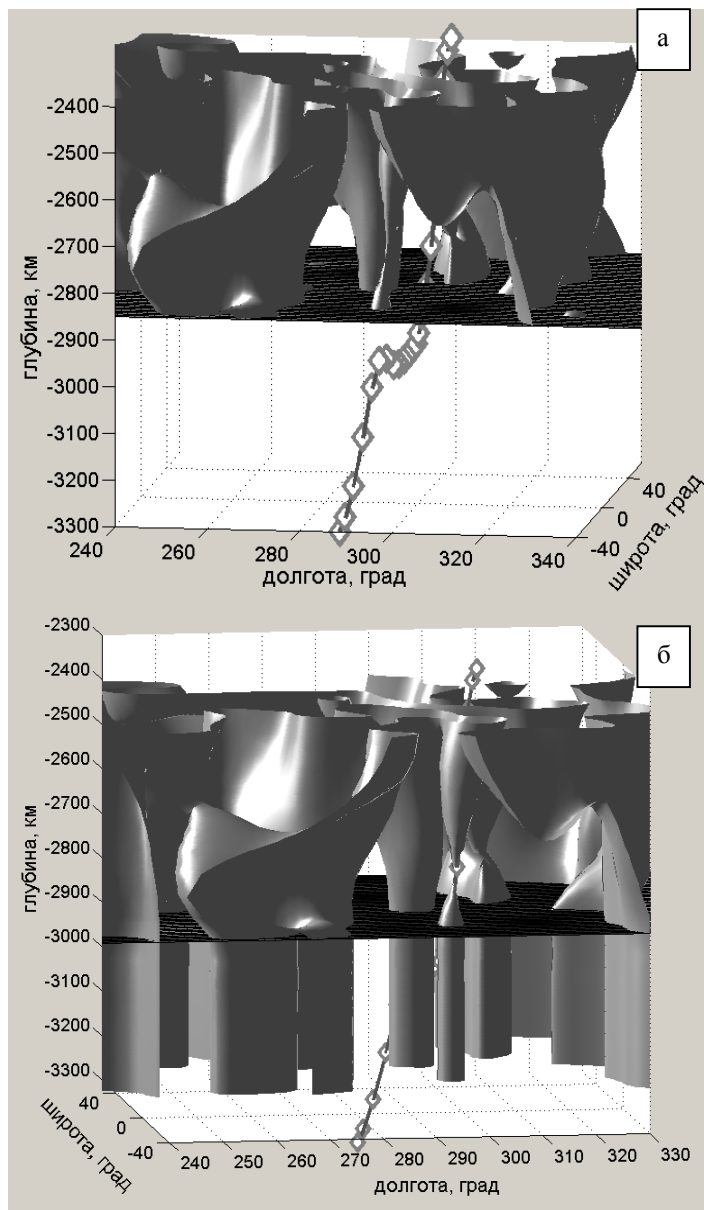


Рис. 2. Гипотетическое продолжение структур повышенной плотности в жидкое ядро.

Там же показана карта распределения повышенных и пониженных скоростей сейсмических волн для глубины 2850 км. Более темные области соответствуют повышенным скоростям, а более светлые – пониженным. Они могут быть интерпретированы как области повышенных плотностей или пониженных температур и пониженных плотностей и повышенных температур, соответственно. Можно видеть, что траектория источника, которая представлена на Рис. 2а серыми ромбами, проходит вдоль одной из нулевых поверхностей. При этом самая сложная часть траектории проходит ниже границы ядро-мантия. И в случае, если структуры повышенной плотности обрываются на границе с жидким ядром, сложная кинематика источника ничем не обусловлена и труднообъяснима. Однако, если предположить, что объемы и плотности структур достаточны, чтобы внедриться на некоторую глубину в жидкое ядро, то траектория источника получает наглядное объяснение. Такое гипотетическое внедрение показано на Рис. 2б в простейшем варианте, когда продолжение вниз построено как повторение плоскости, соответствующей глубине 2850 км, траектория источника даже в этом простейшем приближении становится обоснованной.

Кинематика источника, определяющего дипольную составляющую ГМПЗ Тот факт, что кладбища литосферных плит занимают значительные области, позволяет предположить, что неоднородности, образуемые остатками древних литосферных плит на границе ядро-мантия, оказывают значительное влияние на циркуляцию вещества жидкого ядра в целом, затрагивая, в частности, дипольную составляющую ГМПЗ. Поскольку в рамках нашей модели мы получили только интегральные параметры источников, а траектория главного диполя уже не может быть рассмотрена как перемещение материальной точки, для проведения сравнительного исследования нам потребуется придать источнику какую-то геометрическую форму. Используем модель, представляющую генерацию дипольной части поля, как цилиндр, составленный из отдельных трубок. Ориентацию цилиндра зададим в соответствии с направлением магнитного момента, полученным нами для источника, аппроксимирующего эту часть поля (далее главный диполь). И рассчитаем пересечение этого цилиндра с поверхностью границы ядро-мантия. На Рис. 3а и 3б показано распределение повышенных и пониженных скоростей сейсмических волн на границе ядро-мантия и пересечение цилиндра основной генерации с этой поверхностью для северного и южного полушарий, соответственно. Цилиндр и составляющие его трубки рассчитаны для трех эпох 1900, 1950 и 2010 гг. На Рис. 3 тон меняется от черного к светло-серому, соответственно.

Можно видеть, что при взаимном перемещении цилиндр основной генерации в северном полушарии пересекает в основном области пониженных плотностей и повышенных температур нижней мантии, в то время как в южном полушарии картина ровно обратная. Здесь неоднородности повышенной плотности должны тормозить западный дрейф жидкого ядра, особенно, если размеры этих неоднородностей составляют несколько км. Это может приводить к изменению формы цилиндра, его изгибу, скручиванию и изменению

угла наклона. Кроме того, отчетливо видны две крупные аномалии как в южном, так и в северном полушарии. Обе эти аномалии так же относятся к областям кладбищ литосферных плит и могли в разное время образовывать крупные неоднородности, проникающие вглубь жидкого ядра. Наличие таких неоднородностей может приводить к отделению части вещества от цилиндра основной генерации и формированию новой недипольной части.

Формирующаяся недипольная часть ГМПЗ Всего нами было выделено 6 источников, величина магнитного момента которых только на порядок меньше, чем магнитный момент главного диполя. Среди них есть источник, параметры которого изменяются в широких пределах за рассмотренный интервал в 110 лет. Представим этот источник, по аналогии с главным диполем, в виде цилиндра, ориентированного вдоль направления его магнитного момента. На Рис. 4а показан цилиндр главного диполя и три цилиндра, представляющие рассматриваемый источник для эпох 1900, 1950 и 2010 гг. Изменение тона аналогично Рис. 3. Если рассчитать пересечение продолжения этих цилиндров с поверхностью границы ядро-мантия, то оказывается, что это пересечение как раз приурочено к аномалии плотности в южном полушарии, причем южный конец описывает сложную траекторию около этой аномалии.

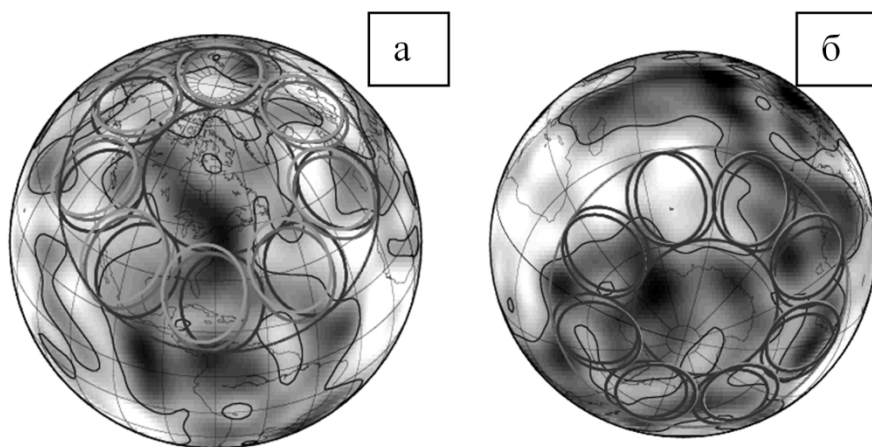


Рис. 3. Цилиндр главного диполя и структура нижней мантии.

Для этого диполя характерен еще ряд особенностей. Так из Рис. 4а отчетливо видно, что магнитный момент рассматриваемого источника практически коллинеарен вектору магнитного момента главного диполя. При этом его центр продолжает дрейфовать на запад со скоростью схожей со скоростью западного дрейфа главного диполя. Кроме того, этот центр смещается к границе ядро-мантия, что в совокупности с изменением направления вектора магнитного момента создает впечатление постепенного отделения этого цилиндра от основного объема генерации.

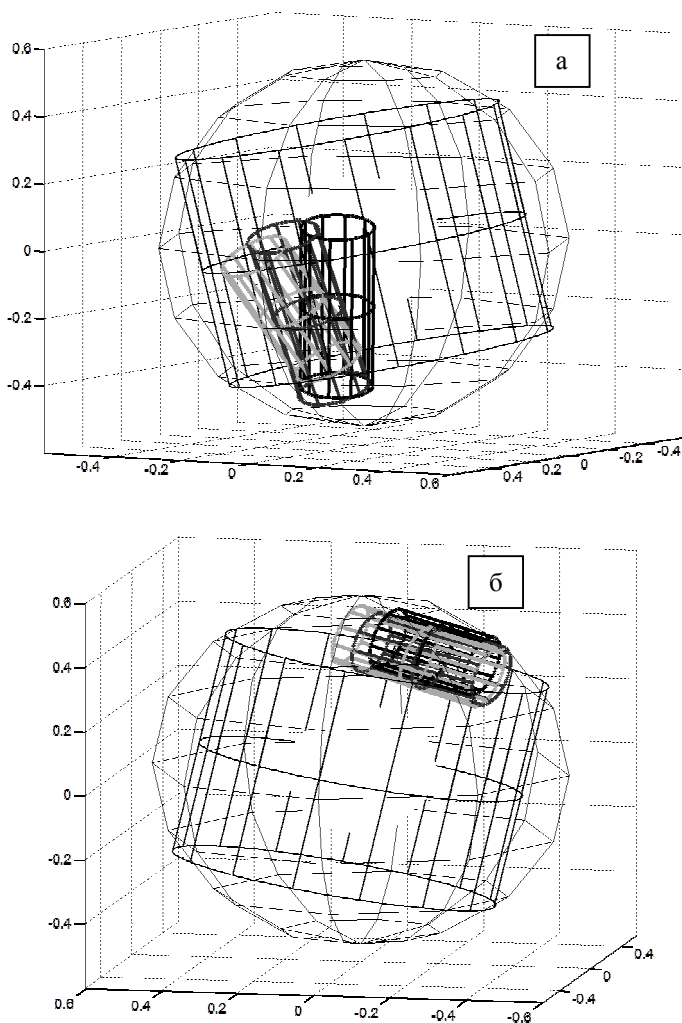


Рис. 4. Сравнение источников формирующейся и стабильной недипольных частей.

Для сравнения на Рис. 4б показаны взаимная ориентация источника, аппроксимирующего Канадскую мировую аномалию недипольной части ГМПЗ, и главного диполя. Так же, как и выше описанный диполь, этот источник представлен цилиндром, ориентированным вдоль вектора магнитного момента, условные обозначения аналогичные Рис. 4а. Проекция цилиндра, так же как и в предыдущем случае, приходится на аномалию структуры мантии. Однако, можно видеть, что этот источник полностью отделен от главного диполя и ориентация его магнитного момента меняется мало за последние 110 лет. В результате вклад источника Канадской аномалии в вековой ход, наблюдае-

мый на поверхности Земли, не превышает ± 20 нТл. В то время как вклад источника рассмотренного выше достигает ± 130 нТл.

Заключение Сложная траектория одного из источников, приуроченных к границе ядро-мантия, может быть объяснена проникновением остатков древних литосферных плит вглубь жидкого ядра на 200-300 км в области под Карибским регионом, относящейся к, так называемым, кладбищам литосферных плит.

Внедрения остатков древних плит в жидкое ядро возможно и в других регионах, относящихся к кладбищам литосферных плит. Сама возможность и глубина проникновения должны зависеть от скорости спрединга и объема литосферных плит, поглощенных в зонах субдукции миллионы лет назад.

Проникновение образований большей плотности в жидкое ядро может создавать крупные неоднородности, оказывающие значительное влияние на общую циркуляцию вещества в жидком ядре, что должно приводить к изменению структуры и параметров течений разного масштаба. Как следствие, это ведет к изменениям пространственной структуры ГМПЗ и его вековых вариаций, наблюдаемых на поверхности Земли.

1. Демина И.М., Фарафонова Ю.Г. Дипольная модель главного магнитного поля Земли в XX веке // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 44. № 4. С. 565-570. 2004.
2. Демина И.М., Королева Т.Ю., Фарафонова Ю.Г. Аномалии векового хода главного геомагнитного поля в рамках иерархической дипольной модели. // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 48. № 6. С.849-858. 2008.
3. Демина И.М., Никитина Л.В., Фарафонова Ю.Г. Вековые вариации главного магнитного поля Земли в рамках динамической модели его источников.// Геомагнетизм и аэрономия. Т.48.№ 4. С. 567-575. 2008.
4. Engebretson, D. C., Kelley, K. P., Cashman, H. J. & Richards, M. A. 180 million years of subduction // GSA Today N. 2. P. 93-100. 1992.
5. Grand S. P. Mantle shear-wave tomography and the fate of subducted slabs // Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. V. 360. P. 2475-2491. 2002
6. Hutko A. R., Lay T., Garnero E. J. & Revenaugh J. Seismic detection of folded, subducted lithosphere at the core-mantle boundary // NATURE. V. 441. P. 333-336. 2006.
7. Megnin C. and Romanowicz B. The shear velocity structure of the mantle from the inversion of body, surface and higher modes waveforms. Geophys. J. Int. V.143. P.709-728. 2000.

Магнитная минералогия девонских даек Кольского полуострова: к вопросу о механизме мезозойского регионального перемагничивания северо-восточной части Фенноскандии

Демина Л.И.¹, Боцун С.Б.¹, Веселовский Р.В.^{1,2}

¹ Геологический факультет МГУ, Москва

² Институт физики Земли РАН, Москва

Перемагничивание горных пород довольно часто проявляется в геологических структурах различного возраста и тектонической позиции, распро-

страньясь на обширные территории. Одним из таких регионов является северо-восточная часть Фенноскандинавского щита, где для палеозойских даек недавно установлены признаки мезозойского перемагничивания [2]. В то же время какие-либо проявления постдевонской эндогенной активности в этом районе до настоящего времени не обнаружены.

Известны три типа процессов перемагничивания, которые могут привести к полному или частичному уничтожению первичной намагниченности и к формированию ее новых компонент: 1) прогрев горных пород при температурах выше точки Кюри магнитных минералов; 2) метаморфическое или гидротермально-метасоматическое преобразование с формированием новых магнитных минералов; 3) термовязкое перемагничивание, протекающее при низких температурах в течение длительного времени [3].

Для выяснения того, с каким из процессов связано перемагничивание палеозойских даек Кольского полуострова, были проведены детальные микроскопические и микрозондовые исследования горных пород и магнитных минералов, слагающих дайки в различных участках. В районе Дальние Зеленцы (баренцевоморский рой) дайки сложены породами трех типов. Первый тип (образец 25) представлен относительно свежими среднезернистыми долеритами с типичной офитовой структурой и резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к клинопироксену и титаномагнетиту. Титаномагнетит образует первично магматические крупные (до 500 мкм) часто скелетообразные зерна со структурами твердого распада ильменит-магнетит (Рис. 2, а), причем распад затрагивает не все зерна целиком, а проявлен в отдельных частях (доменах), так что микрозондовыми исследованиями фиксируется практически чистый магнетит в контактах с ламелями ильменита, содержащего 3% гематита и титаномагнетит в доменах, не испытавших распад твердых растворов. Причина такого избирательного характера распада первичного титаномагнетита требует специального изучения. Зерна титаномагнетита неравномерно в отдельных доменах сильно изменены вплоть до полного выноса железа в составе магнетитовой фазы, так что остаются только червеобразные скопления ильменита (Рис. 2, б) в парагенезисе с вторичным хлоритом. В химическом составе неизменного титаномагнетита ульвошпинелевый минал (55%) преобладает над магнетитовым (40%) (Рис. 1). Минимальная температура, при которой первичная намагниченность титаномагнетитов такого состава может быть утрачена, оценивается не более чем в 200°C [4]. Температура распада твердого раствора, рассчитанная по окситермометру [5], составляет 550-600°C, что близко к точке Кюри чистого магнетита.

Второй тип пород (образец 27) представлен мелкозернистыми долеритами, в которых практически все минералы сильно изменены. Титаномагнетиты имеют размеры не более 20-40 мкм и обнаруживают слабую зональность с возрастанием количества железа к краям зерен и неравномерное (доменное) строение (Рис. 2, в). В их составе по сравнению с титаномагнетитами среднезернистых долеритов количество магнетитового минала возрастает до 59%, а ульвошпинелевого падает до 35% (Рис. 1). В парагенезисе с ними гемоильме-

нит содержит 13% гематита и 87% ильменита (Рис. 2, г). Температура кристаллизации данного парагенезиса составляла 900°C.

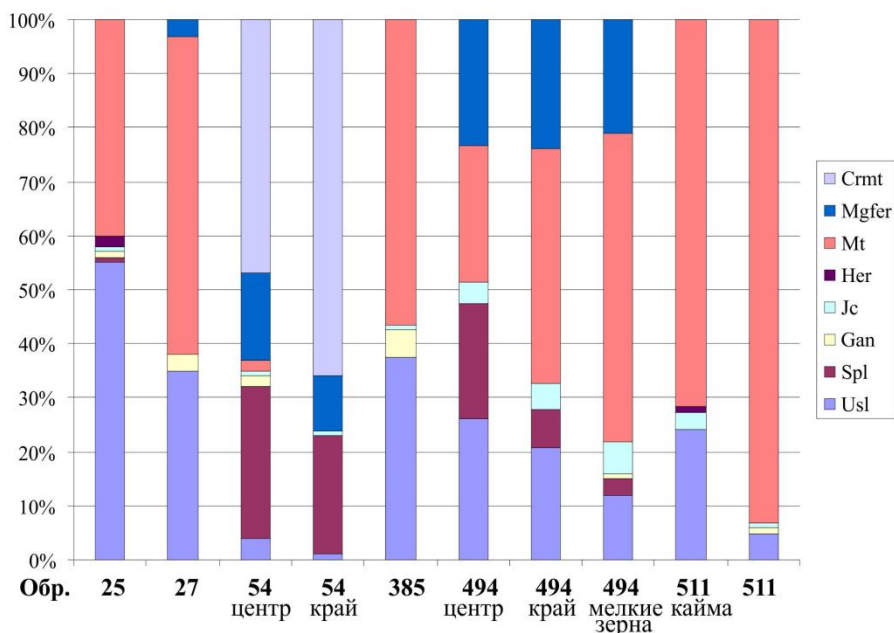


Рис. 1. Минальный состав шпинелидов из палеозойских даек Кольского полуострова. 25-54 – дайки района Дальние Зеленцы: 25 – среднезернистые; 27 – мелкозернистые долериты; 54 – оливин-пироксеновые базальты. 385-494 – дайки лампрофиров района г. Кандалакша. 511 – дайки лампрофиров Турьего Мыса.

К третьему типу относятся оливин-пироксеновые базальты (образец 54), состоящие из крупных зональных вкрапленников плагиоклаза и клинопироксена, серпентинизированных вкрапленников оливина, реже гиперстена и стекла с микролитами плагиоклаза, мелкими зернами темноцветных и рудных минералов. Вкрапленники часто образуют гломеропорфировые сростки, среди которых наблюдаются зерна зональной хромистой шпинели, кристаллизовавшейся первой из расплава (Рис. 2, д). От центра зерна шпинели к краю происходит возрастание хромитового минала с 47% до 66% и падение содержаний глиноземистой шпинели и магнетиоферрита с 28% до 22% и с 16% до 10% соответственно (Рис. 1). Практически чистый магнетит скелетообразной формы (Рис. 2, е) без признаков распада твердого раствора кристаллизовался значительно позже, так как встречается либо в стекле, либо выполняет промежутки между темноцветными минералами.

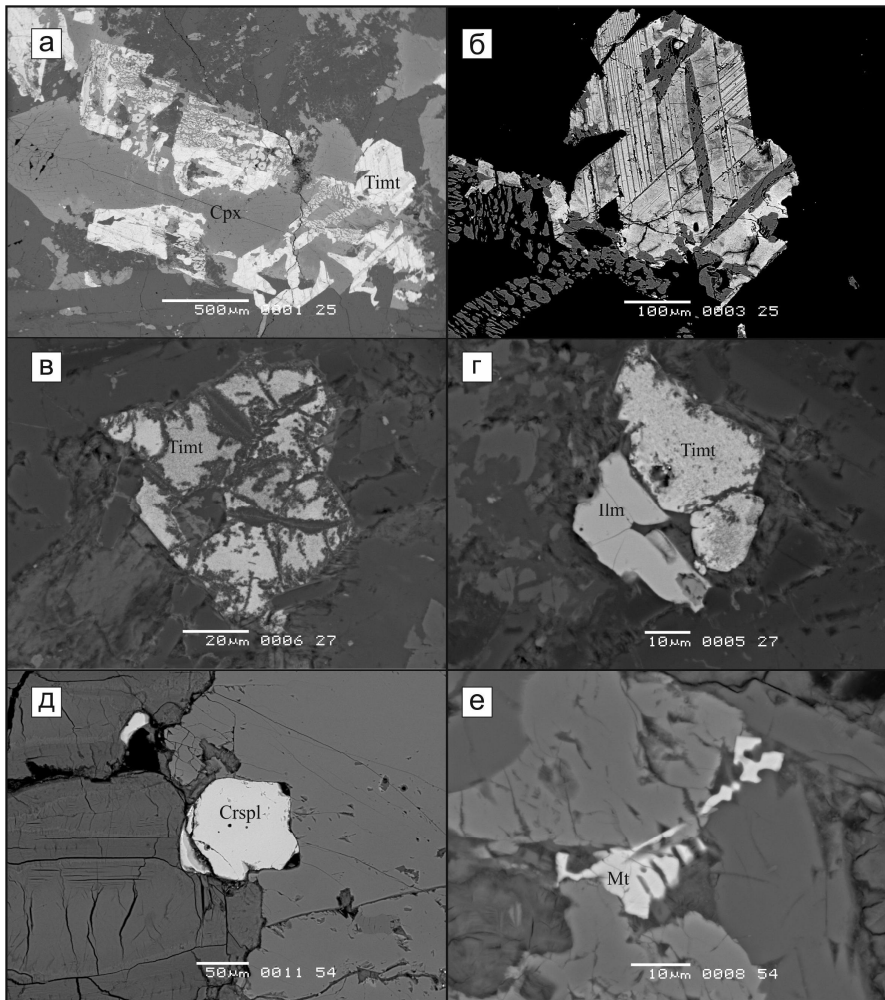


Рис. 2. Микронзондовые фотографии изученных образцов даек.

В районе Кандалакшского залива изучались дайки, сложенные щелочными лампрофирами. Петрографические особенности их достаточно детально охарактеризованы в многочисленных публикациях [1]. Остановимся лишь на некоторых моментах, установленных нами при детальных микронзондовых и микроскопических исследованиях. Для одной из даек Турьего Мыса (образец 511) в шлифах обнаружен контакт меланократовых с существенным большим содержанием флогопита и лейкократовых лампрофиров, причем в последних, параллельно ему, располагаются многочисленные вытянутые миндалины, сложенные цеолитами, кальцитом, ильменитом, пиритом, а также сульфидами меди.

Непосредственно в контакте двух разновидностей лампрофиров измененный титаномагнетит окружен каймами сульфидов с ильменитами разного состава, сфеном и рутилом, которые слагают также многочисленные мелкие трещины. В меланократовых лампрофирах встречаются сильно измененные мелкие (до 20 мкм) зерна первичного титаномагнетита с явными структурами распада ильменит-магнетит (Рис. 3, а), а также отдельные амебовидные зерна с иголочками рутила и тонкими вторичными каймами (Рис. 3, б), в которых титаномагнетит (24% $Uspl$, 71% Mt , Рис. 1) по направлению к краю сменяется практически чистым магнетитом. Таким образом, в районе Турьего Мыса можно предполагать два эпизода внедрения даек, причем более поздние дайки формировались в приповерхностных условиях, поскольку для них характерна миндалекаменная текстура. Впоследствии проявилась интенсивная наложенная сульфидная минерализация.

В окрестностях г.Кандалакша лампрофиры также сильно изменены. Титаномагнетиты, количество которых иногда достигает 10%, резко различаются как по составу, так и по степени измененности. В крупных (до 600 мкм) первичных зернах сохраняются структуры распада магнетит-ильменит. В образце 385 изъеденные зерна титаномагнетита (38% $Uspl$, Рис. 1) ассоциируются с рутилсодержащим ильменитом, сульфидами железа, кобальта, никеля и меди (Рис. 3, в). Титаномагнетиты часто ассоциируются с флогопитом (образец 491), образуя вокруг него каемки (Рис. 3, г), причем и в флогопите встречаются мелкие (5-10 мкм) изъеденные зерна. В титаномагнетитах из каемок отмечается высокое содержание марганца. Встречаются также первично магматические зональные зерна (образец 494), представляющие собой шпинели сложного состава (Рис. 3, д), в центральных частях которых миналы глиноземистой шпинели, магнезиоферрита, магнетита и ульвошпинели находятся приблизительно в одинаковых количествах (21-26%, Рис. 1). К краям зерна содержание магнетита возрастает до 44%, а глиноземистой шпинели падает до 7%. Многочисленные мелкие зернышки в лампрофирах по сравнению с более крупными обогащены магнетитом (57%) и обеднены ульвошпинелью (12%) в то время как содержание магнезиоферрита практически не меняется (21%) (Рис. 1).

В дайках района г.Кандалакша также очень интенсивно развита более поздняя сульфидная минерализация, причем пирит часто развивается по титаномагнетиту, а также образует отдельные гнезда, многочисленные прожилки, испарывает по спайности зерна флогопита (Рис. 3, е). В его составе присутствует кобальт в количестве от 0.30 до 0.58%.

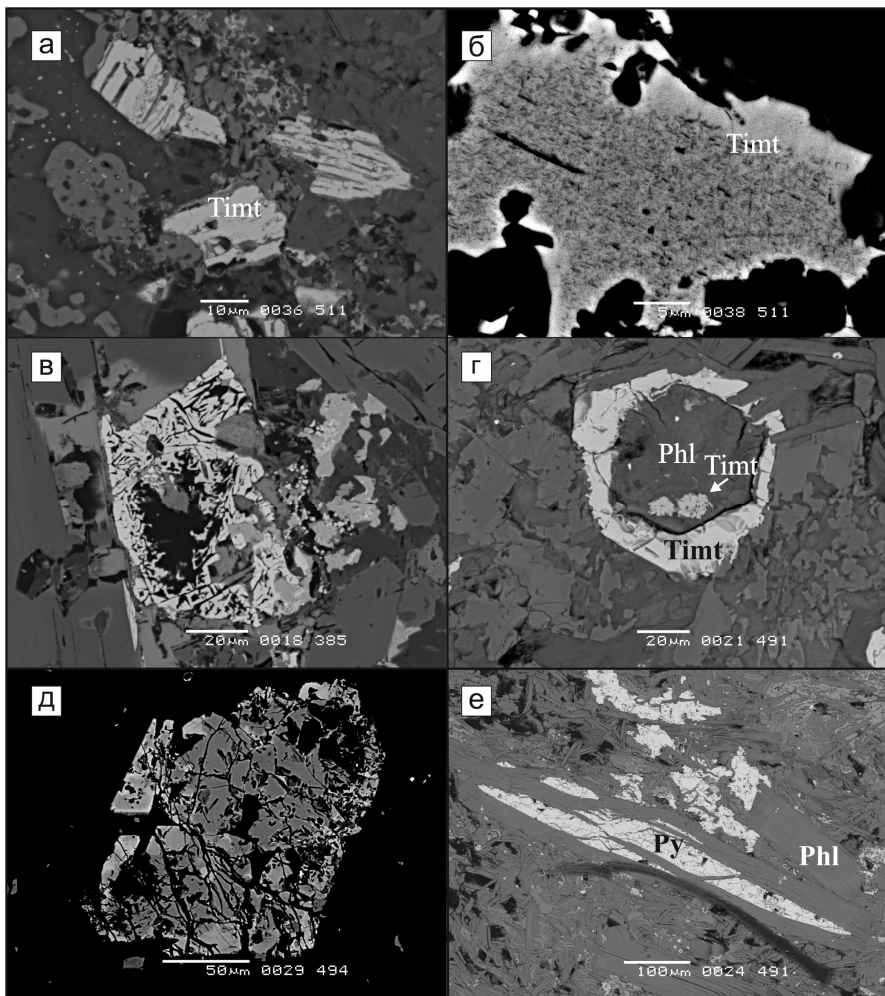


Рис. 3. Микронзондовые фотографии изученных образцов даек.

Эксперименты по исследованию температурной зависимости магнитной восприимчивости образцов даек в целом согласуются с результатами микронзондовых и микроскопических исследований. По кривым нагрева (в воздухе) и охлаждения (Рис. 4) фиксируется наличие одной или двух магнитных фаз, в ряде случаев испытывающие превращения в результате нагрева. Рост магнитной восприимчивости в интервале температур 430-580°C подтверждает петрографические и микронзондовые данные о наличии в породе сульфидов, в т.ч. пирита. Параметры магнитного гистерезиса (Рис. 4), полученные для той же группы образцов девонских даек, свидетельствуют о том, что зерна магнитных минералов находятся в псевдооднодоменном состоянии и, следова-

тельно, могут являться достаточно стабильными носителями намагниченности.

Обсуждение результатов Таким образом, в изученных дайках северо-восточной части Феноскандинавского щита широко проявлены различные процессы магматического петрогенезиса. В районе Дальние Зеленцы долеритовые дайки зафиксировали внедрение слабо дифференцированной обогащенной железом магмы, причем железо обособлялось в самостоятельные минеральные фазы (титаномагнетит) на ранних стадиях ее кристаллизации. Базальты, напротив, обнаруживают процессы глубинной дифференциации расплавов (гломеропорфировые сростки) и наиболее позднее обособление магнетита, в то время как первой из расплава выделялась зональная хромистая шпинель, содержащая 34.95-28.54% FeO, однако практически все железо входило в состав магнезиоферритового минала. Такое несоответствие процессов магматического петрогенезиса скорее всего связано с различными тектоническими условиями магматизма, проявления которого в виде эпизодов внедрения даек были существенно оторваны во времени, причем поздние базальтовые дайки формировались в приповерхностных условиях в отличие от существенно более глубинных долеритовых даек.

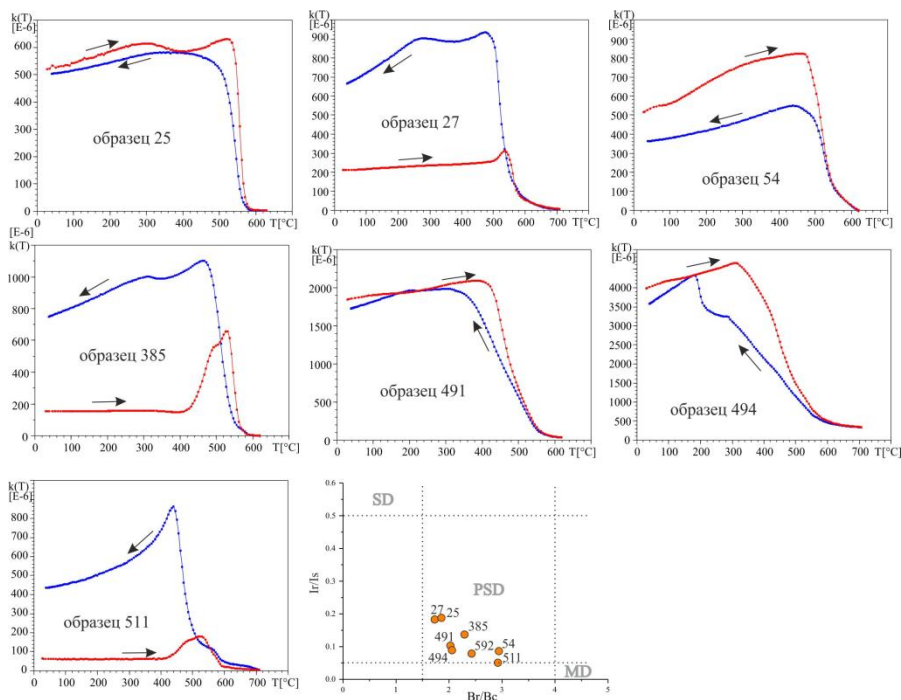


Рис. 4. Кривые зависимости магнитной восприимчивости от температуры (приведены кривые первого нагрева и охлаждения) и диаграмма Дяя, отражающая доменную структуру магнитных минералов (SD – однодоменные, PSD – псевдооднодоменные, MD – многодоменные зёрна).

Следует отметить, что именно базальты несут только одну мезозойскую компоненту намагниченности [2] и мы не исключаем, что к этому времени и относится их внедрение. Однако этот вопрос требует проведения дополнительных исследований.

В районе Кандалакшского залива также установлены два этапа внедрения даек и очень сложные взаимоотношения магнитных минералов, которые относятся к нескольким генерациям. Реликты первично магматических титаномагнетитов со структурами распада магнетит-ильменит вполне могут сохранить первичную намагниченность в доменах, подвергшихся распаду. В то же время в лампрофирах широко развиты вторичные магнетиты в виде кайм по первичному существенно измененному титаномагнетиту. Резкие границы кайм свидетельствуют в пользу их более позднего образования. Ферришпинели, в минеральном составе которых присутствуют якобит (точка Кюри 300°C) и магнезиоферрит (точка Кюри 300°C), также могут потерять первичную намагниченность при воздействии относительно невысоких температур. И, наконец, часть магнетитов образовалась при наложенной интенсивной гидротермально-метасоматической сульфидизации лампрофиров, которая протекала при относительно низких температурах ($\leq 350^\circ\text{C}$), поскольку в парагенезисе с пиритом при микронзондовых исследованиях не был обнаружен пирротин. Время протекания этого процесса не ясно. В то же время рудная ассоциация сульфидов железа, меди, кобальта и никеля указывает на ее связь с основным базальтовым магматизмом, проявления которого в районе Кандалакшского залива пока не установлены.

Благодарности Р.В. благодарит А.Ю.Гужикова и Игоря Фролова за ценные советы при интерпретации результатов петромагнитных исследований. Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ МК-3383.2012.5, гранта РФФИ 12-05-00216-а и программ ОНЗ РАН 6, 7, 8.

1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. – СПб.: Наука. 2009. 383 с.
2. Веселовский Р.В., Арзамасцев А.А. Признаки мезозойской эндогенной активности в северо-восточной части Фенноскандинавского щита // Доклады АН. Т. 438. № 6. 2011. С. 782-786.
3. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Кореи. М.: Научный мир. 2003. 270 с.
4. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: изд.ОИФЗ РАН, 1995, 296с.
5. Spencer K.J. and Lindsley D.H. A solution model for coexisting iron-titanium oxides // American Mineralogist. 1981. V.66. P.1189-1201.

Позднеплейстоценовые вариации магнитного поля Земли, записанные в покровных супесях Центральной Камчатской депрессии

Зубов А.Г.¹, Кочегура В.В.²

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

² ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Описание объекта Палеомагнитному изучению были подвергнуты лёсоподобные отложения Центральной Камчатской депрессии (ЦКД), так называемые «покровные супеси» [1]. Было выбрано обнажение яра Половинка на реке Камчатка. Причина в хорошей геологической и стратиграфической изученности разреза, в наличии радиоуглеродных датировок, в значительной мощности накапливавшихся с большой скоростью отложений, в прекрасной обнажённости и относительной доступности разреза. Обнажение яра Половинка открывает нам наиболее полный разрез четвертичных отложений депрессии, запечатлевший в себе все основные события её геологической истории. Наиболее равномерно накапливавшиеся и этим привлёкшие нас мелкозернистые покровные супеси эолового происхождения имеют здесь мощность 46 м. Среди основного материала отложений исходно пирокластического происхождения встречаются чисто пепловые и почвенные горизонты мощностью до 60 см.

Отбор образцов производился по одному из уровня с интервалом 10 см между уровнями. Из-за выявившихся структурных нарушений в середине разреза отбор был перенесён по маркирующему слою погребённой почвы на несколько десятков метров и продолжен в новой расчистке. Образцы отбирались в контейнеры из разных материалов, разных форм и размеров: дюралевые, пластмассовые, стеклянные, цилиндрической формы, а также бумажные кубики по технологии применения магаданского пробоотборника. Контейнеры горизонтально с контролем по уровню внедрялись в вертикальную стенку разреза, затем ориентировались.

Имеющиеся датировки (Рис. 1) позволяют произвести оценки скоростей осадконакопления. Средняя скорость на верхнем участке t_1-t_2 $V_B = (2,5 \pm 2,5)$ мм/год. Средняя скорость на участке t_2-t_3 $V_H = (1,3 \pm 0,2)$ мм/год.

Для сглаживания всех рядов применялось 7-точечное скользящее осреднение. Такой фильтр оказался оптимальным для всех использованных в этой работе временных рядов.

Магнитная чистка Опыт изучения обнажений голоценового почвенно-пирокластического чехла (ППЧ) показал [2], что единственной значимой вторичной намагничённостью в молодых рыхлых вулканических породах является VRM, составляющая 20%-50% от NRM. Эта вязкая составляющая снимается в ППЧ температурно-временной чисткой с режимом 100-200°C в нулевом поле с выдержкой 8 часов. Учитывая сходство покровных отложений ЦКД с ППЧ, мы посчитали возможным обойтись без лабораторных исследований компонентного состава естественной остаточной намагничённости пород разреза. Свежесть пород покровных отложений яра позволяет рассчи-

тывать на малость вклада химической намагниченности, возможность присутствия которой все же совсем отбрасывать не следует. Температурно-временную чистку при 100°C прошли все отобранные образцы. Контрольным испытаниям при 200°C были подвергнуты 80 образцов, направления остаточной намагниченности которых после чистки дали большой межпластовый разброс.

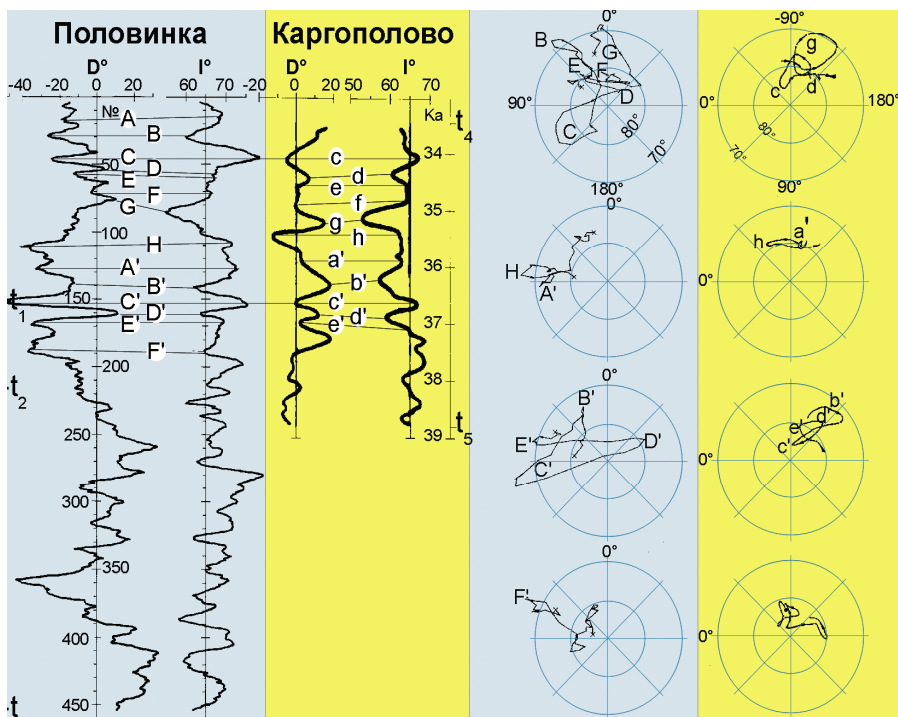


Рис. 1. Радиоуглеродные датировки: $t_1 = 35,4 \pm 1,5$ (ГИН 3405), $t_2 = 38,0 \pm 1,1$ (ГИН 3404), $t_3 = 54,8 \pm 1,4$ (ГИН 5298), $t_4 = 33,45 \pm 0,55$ (СОАН-744) и $t_5 = 38,8 \pm 0,55$ (СОАН-25) в тысячах лет назад. Размерность по вертикали: Половинка – № горизонта и образца, Каргополово – возраст в т.л.н. На рисунке представлены сглаженные кривые D и I.

Величина разрушенного при 100°C вектора остаточной намагниченности $\Delta J_{n100} = |J_n - J_{r100}|$ в среднем составляет 30% от J_n . Примечательно, что в отличие от J_i и Q , доля разрушившейся части NRM ($\Delta J_{n100}/J_n$) не имеет аномалий на пепловых горизонтах. При терморазмагничивании низкотемпературная часть NRM осадочных пород содержит преимущественно вязкую составляющую, величина которой определяется в основном напряженностью современного поля, зато высокотемпературная часть имеет ориентационную природу и зависит от напряженности древнего поля. Тогда в качестве фактора относительной палеонапряженности логично выдвинуть величину $F = J_{r100}/\Delta J_{n100}$.

Кривая F, полученная по данным разреза, оказалась довольно «шероховатой». Очевидно, это следствие частичного перемагничивания VRM при перевозке и хранении образцов. Все же можно заметить, что отклонения значений F на пепловых горизонтах относительно соседних уже не имеют систематического характера в отличие от Q. Синхронность следования на кривых F и Q большинства характерных коротких пиков вряд ли может оказаться случайным и свидетельствует скорее всего об общности вызывающих их появление причин.

Межрегиональная корреляция Располагая радиоуглеродными данными о возрасте разреза Половинка, удалось подыскать подходящие для сравнения палеомагнитные данные в диапазоне 33-39 т.л.н. [5]. Географические координаты разреза Половинка 158°55'40" в.д. и 54°54'40" с.ш., а у известного разреза Каргополово — 53,75° с.ш. и 82,15° в.д. То есть при близости по широте, удаленность от нашего разреза по долготе — 77°. Расположение разрезов на близких широтах оказывается весьма благоприятным для толкования результатов с позиции моделей дрейфующих источников недипольного поля.

Для удобства анализа парные особенности кривых D и I из разреза Половинка на Рис. 1 были помечены прописными буквами. Сопоставляя две кривые, мы учитываем возможную неравномерность записей и возможные изменения амплитуд осцилляций, которые должны отражаться в записях как локальные изменения масштабов по той или другой оси. С учётом того, что сопоставляются две пары кривых, достоверность корреляции повышается. Сходные особенности аналогичных кривых по разрезу Каргополово помечены соответствующими строчными буквами.

Вертикальный масштаб кривых разреза Половинка подобран таким, чтобы наиболее чёткие максимумы C-c и C'-c' всех кривых соединялись горизонталями. В результате остальные коррелируемые особенности кривых оказались почти на одинаковых уровнях, что свидетельствует об относительной устойчивости скоростей осадконакопления на сравниваемых участках. Однако при внимательном рассмотрении обнаруживается, что сдвиг по фазе некоторых парных особенностей вариаций D и I одного разреза иногда отличается от сдвига по фазе в соответствующей паре другого разреза. Самый яркий пример тому пары G и g, где фаза пика D отстает от фазы I на кривых разреза Половинка (G), а на кривых разреза Каргополово (g) опережает. На стереограммах это выразится в разных направлениях обхода петель.

Мы знаем время, прошедшее между датированными точками вариаций Каргополово. Если корреляция кривых сделана верно, можно использовать это время для уточнения средней скорости осадконакопления соответствующего участка разреза Половинка. Получается $V_v = (4,1 \pm 0,8)$ мм/год, что значительно улучшает сделанную выше оценку. А временной промежуток между горизонтами отбора верхней части разреза составляет в среднем (25 ± 5) лет.

Более наглядно соотношения фаз должны выявиться на стереограммах ПВВ. К сожалению, для выбранной части разреза Каргополово опубликована только траектория виртуального геомагнитного полюса (ВГП). В таком слу-

чае для сравнения одну из стереограмм ВГП целесообразно повернуть на угол разности долгот мест изучения МПЗ. Это очевидное следствие гипотезы дрейфующих источников.

Результат сопоставления представлен на Рис. 1 справа. На участках, где корреляция в паре D и I по разрезам выглядит уверенно, наблюдается и хорошая корреляция петель траекторий. Примечательно, что направления главных осей лепестков скоррелированных петель для обоих разрезов примерно одинаковы. Как и ожидалось, амплитуды вытянутости скоррелированных пар петель, как и амплитуды скоррелированных по разрезам экстремумов D и I, различны. Это может быть следствием разного качества полученных записей, или изменения амплитуд источников во время дрейфа. Направления обхода петель почти во всех отчетливо вырисовывающихся парах петель согласуются. Явное исключение составляет пара G-g. Замеченное выше различие соотношений фаз колебаний D и I выразилось здесь в противоположности направления обхода при некотором сходстве направлений осей лепестков. Что-то подобное можно сказать и о петлях H-h, B'-b', E'-e', но малый размер петель не позволяет дать уверенное заключение.

Ниже радиоуглеродной датировки 38,8 т.л.н. в разрезе Каргополово выявлены записи известного одноимённого экскурса [3-5]. Однако, никаких признаков экскурса в соответствующих участках разреза Половинка пока не обнаружено.

Попытка периодизации вариаций Многие наши выводы и расчеты основывались на представлениях о дрейфующих в широтном направлении источниках недипольного поля. Сходство кривых вариаций в двух разнесенных по широте точках наблюдений можно объяснить только дрейфом квазистатичной картины недипольного поля источников. Объяснить такую картину поведения МПЗ стационарными или дрейфующими в разные стороны источниками невозможно. Если параметры источников в процессе однонаправленного дрейфа меняются медленно, можно надеяться на выявление квазипериодичности вариаций из-за повторных прохождений тех же источников ПВВ вблизи точки наблюдения.

Не случайно элементы вариаций на наших рисунках именованы простыми и штрихованными буквенными обозначениями. Таким образом мы демонстрируем нашу попытку найти пары сходных элементов двух соседних периодов. Сходство каждой пары определялась визуально по тем же признакам, как и при корреляции между двумя разрезами. Зацепкой послужило сходство наиболее выделяющихся на кривых D и I пиков C-C', уже использованных в качестве маркирующих при совмещении кривых обоих разрезов. Таким образом удалось проследить одновременно по D и по I почти полное соответствие особенностей вековых вариаций из предполагаемых соседних периодов.

Сходство пар петель вариаций по периодам, так же как и сходство пар петель по разрезам, проявляется в близости направлений их главных осей, в то время как существенно могут различаться амплитуды и даже направления обхода в каждой паре. Различие направлений обхода в парах петель, наиболее четко выявляемое в периодической паре C-C', как и замеченное ранее в

паре G-g из разных разрезов, в соответствии с правилом Ранкорна [6-7], согласно которому обход петли по часовой стрелке соответствует западному дрейфу источника и наоборот, противоречит выводу об однонаправленном дрейфе источников. Пока нет объяснения этому противоречию. Поскольку это важно для теории, желательно провести аккуратные повторные исследования, а также обращать в дальнейшем внимание на аналогичные проявления. Есть и случай нарушения ориентировки главных осей лепестков в паре В'-В, где они развёрнуты относительно друг друга на $\sim 60^\circ$. Это тоже требует проверки.

Полагая на основании вышесказанного, что скорости дрейфа всех источников близки, определим общий период и скорость дрейфа. Используя привязку пиков С-С' к временной шкале, получаем период $T = 2,7 \pm 0,5$ тысяч лет и скорость дрейфа $0,13 \pm 0,03^\circ/\text{год}$. Направление дрейфа так и остается неопределённым.

Выводы

1. Отложения так называемых «покровных супесей» ЦКД благодаря высокой и относительно устойчивой скорости осадконакопления представляют собой уникальный объект для изучения палеогеографических вариаций МПЗ.

2. Записанные в обнажении яра Половинка записи вековых вариаций древнего МПЗ могут использоваться на Камчатке для хронологических и стратиграфических построений, а также датирования вулканогенных и других геологических образований в диапазоне 33-55 тысяч лет.

3. Для вулканогенных осадочных образований параметр $F = J_{\text{ГТ}}/\Delta J_{\text{ГТ}}$, как отношение величины остаточной намагниченности после магнитной чистки к величине разрушенной в результате чистки составляющей, может оказаться наиболее удачным в роли относительной палеонапряженности. Кривая F сходна с кривой Q, но не имеет аномалий на пепловых горизонтах. Однако при получении параметра F предъявляются повышенные требования к аккуратности при работе с VRM.

4. Обнаружены корреляционные связи с записями вековых вариаций МПЗ синхронного разреза Каргополово (Сибирь). С позиции гипотезы дрейфующих источников недипольного поля успех установления межрегиональной корреляции объясняется расположением обоих разрезов на близких широтах, то есть на едином пути дрейфа источников.

5. Перенесение масштаба более удачной радиоуглеродной шкалы разреза Каргополово на верхнюю половину разреза Половинка позволило уточнить скорость осадконакопления на этом участке разреза.

6. При анализе свойств коррелируемых элементов вековых вариаций было замечено, что наиболее устойчивыми особенностями вековых вариаций являются направления ориентации лепестков петель. Амплитуды же скоррелированных осцилляций довольно изменчивы.

7. Отсутствие в разрезе Половинка записей ожидаемого экскурса Лашамп-Каргополово возможно по следующим причинам:

а) экскурс Лашамп-Каргополово не глобальный,

- b) полученные записи ПВВ в разрезе Половинка на соответствующем участке недостаточно вычищены от помех,
- c) записи экскурса оказались в мощном горизонте погребённой почвы с другим режимом накопления и замаскированы химической намагниченностью,
- d) записи экскурса отсутствуют в разрезе из-за перерывов накопления или размыва.

8. Наличие корреляции записей ПВВ в разных точках поверхности Земли и квазипериодичность записи говорят об относительной устойчивости картины недипольного поля при дрейфе. Из этого следует однонаправленность дрейфа, что не стыкуется с разнонаправленностью обхода петель на стереограммах, из которого следует разнонаправленность дрейфа. Противоречие требует проверки данных и анализа других случаев.

9. При анализе свойств коррелируемых элементов вековых вариаций было замечено, что наиболее устойчивыми особенностями вековых вариаций являются направления ориентации лепестков петель. Амплитуды же скоррелированных осцилляций довольно изменчивы.

10. Осуществлена попытка межпериодной корреляции вековых вариаций записи разреза Половинка. Почти полностью удалось связать два периода участвовавших в межрегиональной корреляции отрезков записей. Свойства коррелируемых элементов вековых вариаций оказались такими же как и при межрегиональной корреляции. Длительность периода определена в 2,7 тысяч лет. По нашим представлениям это время, необходимое для осуществления полного дрейфового оборота источников вековых вариаций.

1. *Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупкина Е.Г.* Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 227 с.
2. *Алексеева В.А., Зубов А.Г., Кочегура В.В.* Естественная остаточная намагниченность тефры и изучение по ней палеовековых вариаций // Проблемы изучения палеовековых вариаций магнитного поля Земли. Владивосток, 1979. С. 36-51.
3. *Куликова Л.С., Поспелова Г.А.* Кратковременная инверсия геомагнитного поля 40 тысяч лет тому назад // Физика Земли, №6, 1979. С.52-64.
4. *Куликова Л.С.* Изучение вековых вариаций и экскурсов геомагнитного поля по палеомагнитным исследованиям позднплейстоценовых континентальных отложений: Автореферат диссертации. Новосибирск, 1980. 24 с.
5. *Куликова Л.С.* Палеовековые вариации и экскурсии магнитного поля Земли последних 50 тысяч лет. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1984. 183 с. (ВИНИТИ №6520-84 Деп.)
6. *Runcorn S.K.* On the theory of the geomagnetic secular variations // *Annales de Geophysique*, t. 15, fasc. 1, 1959. P.87-92.
7. *Skiles D.D.* A method of inferring the direction of drift of the geomagnetic field from paleomagnetic data // *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, vol. 22, No. 4, 1970. P.441-462.

Разрешимость интервала между инверсиями по морским магнитным аномалиям на основе неравенства Крамера-Рао

Иванов С.А., Меркурьев С.А.

СПбФ ИЗМИРАН, Санкт-Петербург

Резюме Используется неравенство Крамера-Рао чтобы выяснить, насколько малые интервалы могут быть определены по магнитным аномалиям. На примере классической модели Вайна-Мэтьюза показано, что ошибки определения продолжительности короткого субхрона значительно меньше, чем ошибки положения его центра.

Введение Линейные магнитные аномалии на акваториях Мирового океана являются главным источником информации об инверсиях главного геомагнитного поля в прошлом, благодаря их инверсионно-спрединговой природе и большому объему магнитометрических данных, полученных в различных регионах Мирового океана и охвативших широкий диапазон возрастов океанического дна. Поскольку идентификация магнитных аномалий, как правило, основана на визуальном сопоставлении наблюдаемого и модельного магнитного профиля, интерпретация одних и тех же данных иногда приводит к различным результатам и зависит от опыта интерпретатора.

По мере проведения детальных исследований, накопления новых данных и разработки новых методов происходит увеличение детальности и разрешающей способности геомагнитных шкал. Увеличения разрешающей способности шкалы инверсий при исследовании морских аномалий можно достигнуть при интерпретации магнитных профилей, зарегистрированных в районах быстрого разрастания [1], или вблизи дна [2], либо после увеличения отношения сигнала к шуму в результате обработки [3, 4]. При дальнейших исследованиях тонкой структуры геомагнитных инверсий по морским магнитным аномалиям необходимо оценить разрешающую способность палеомагнитного анализа для планирования соответствующего эксперимента.

Для ответа на вопрос насколько малые интервалы между инверсиями геомагнитного поля могут быть определены по морским магнитным аномалиям мы предлагаем использовать неравенство Крамера-Рао. Это неравенство позволяет по наблюдаемым данным найти минимально возможный разброс точек смены полярности магнитного поля.

Геолого-геофизическая модель Рассмотрим модель Вайна-Мэтьюза [5], в которой магнитные аномалии созданы однородно намагниченными, длинными прямоугольными призмами океанической коры, намагниченность которых совпадает с направлением полярности магнитного поля Земли в то время, когда формировалось ложе океана.

В качестве примера рассмотрим модель, состоящую из однородно намагниченных прямоугольных блоков, верхние и нижние грани которых залегают соответственно на глубине а и б). Для простоты расчетов намагниченность блоков принята вертикальной.

$$y(x, z) = -\frac{m_0 M_z}{2p} \left[\arctan \frac{x-b}{z+b} - \arctan \frac{x-a}{z+b} - \arctan \frac{x-b}{z+a} + \arctan \frac{x-a}{z+a} \right].$$

Неравенство Крамера-Рао Пусть даны наблюдения аномального поля \tilde{y}_i , где ошибки ε_i независимы и имеют нормальное распределение с нулевым средним и одинаковой дисперсией σ^2 . Совместная плотность ошибок есть произведение плотностей ошибок отдельных наблюдений

$$p(u_1, u_2, \dots, u_n) = \frac{1}{\sqrt{(2ps)^n}} e^{-\sum(u_i - y_i)^2 / 2s^2}. \text{ Функция } p, \text{ рассматриваемая как}$$

функция от координат границ блоков, называется функцией правдоподобия. Пусть $l = \log(p)$ и введем информацию Фишера $I = E [(\partial_{x_1} l)^2]$. Предположим, что мы располагаем методом, позволяющим оценить одну координату α одного из блоков. Тогда Неравенство Крамера-Рао дает нижнюю оценку дисперсии: $\sigma^2(\alpha) \geq 1/I$. Для оценки нескольких границ блоков составляется информационная матрица Фишера I , элементы которой есть математические ожидания $E[\partial_a \partial_b l]$. Тогда матрица ковариации допускает оценку через матрицу, обратную к информационной матрице: Γ^{-1} . В частности, дисперсии оценок оцениваются снизу соответствующими диагональными элементами матрицы Γ^{-1} .

Пример и оценки погрешности Рассмотрим фрагмент магнитоактивного слоя состоящего из двух блоков прямой полярности, разделенных узким блоком обратной полярности. Базальтовый слой толщиной 400 м находится на глубине 4 км. К аномальному магнитному полю, создаваемому этими блоками, был добавлен нормально распределенный шум со среднеквадратической ошибкой, составляющий 10% от максимальной амплитуды аномального поля (Рис. 1).

Приведем полученные оценки среднеквадратичной погрешности определения ширины $\delta = X_3 - X_2 = 0.61$ км и центра $X_c = (X_3 + X_2)/2$ среднего блока: $\sigma_\delta \geq \sigma_\delta^{CR} = 0.1822$ км и $\sigma_c \geq \sigma_c^{CR} = 0.7283$ км. Отметим, что значения X_2 и X_3 сильно коррелированы ($r = 0.9670$).

Придонные измерения Для изучения тонкой структуры магнитоактивного слоя и повышения степени разрешения магнитных аномалий используют глубоководные магнитные съемки, при которых измерения производят на больших глубинах и линия наблюдения приближается к источникам поля. Применительно к палеомагнитной интерпретации спрединговых аномалий придонные измерения улучшают возможность определения ивентов. Наши оценки дают для наблюдений на глубине 3 км существенно меньшие величины: $\sigma_\delta \geq 0.0731$ км и $\sigma_c \geq 0.0788$ км.

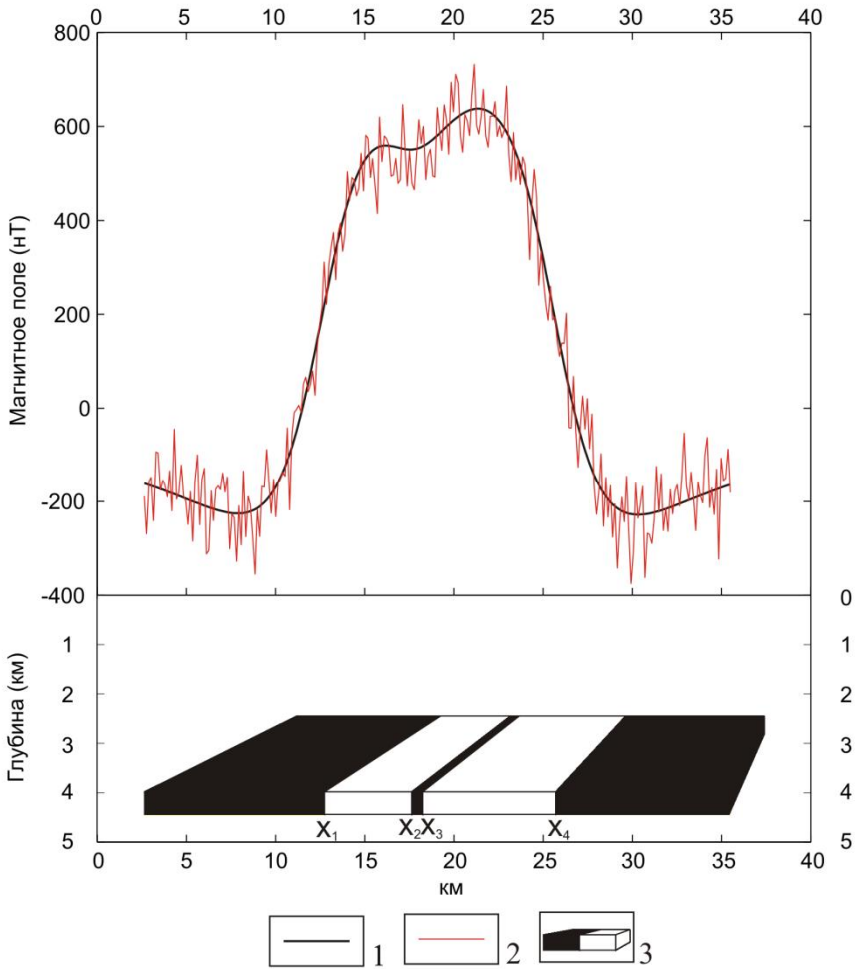


Рис. 1. Спрединговая модель магнитоактивного слоя состоящего из прямоугольных однородно намагниченных призм прямой и обратной полярности (1) и магнитная аномалия, создаваемая этой моделью, с шумом (2) и без шума (1).

Скорость спрединга и погрешность определения интервалов постоянной полярности На Рис. 2 даны 4 модельных профиля для последовательности аномалий А1-А5, образовавшихся в период 0 - 10 млн. лет при полу скоростях спрединга, меняющихся в диапазоне 0.5 - 2.0 см/год. При больших скоростях спрединга аномалии располагаются далеко одна от другой, а при меньших скоростях, те же аномалии располагаются ближе, иногда они сливаются, а их форма становится более сглаженной.

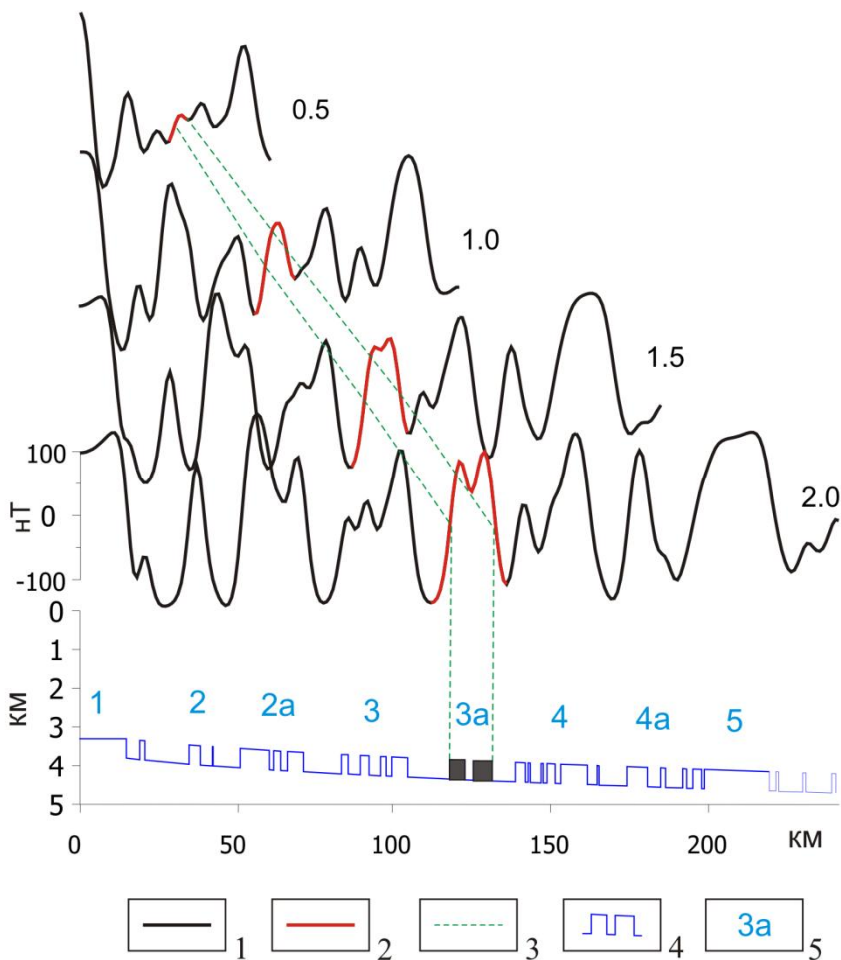


Рис. 2. Графики аномального магнитного поля для спрединговых моделей, рассчитанных при различных скоростях спрединга. Скорость спрединга обозначена цифрами справа от графиков [см/год]; Условные обозначения: 1 – магнитное поле от спрединговой модели; 2 – границы аномалии, соответствующей хрону «3а», выделены жирной линией на модельных графиках; 3 – пунктиром обозначены границы аномалии, соответствующие хрону «3а»; 4 – магнитоактивный слой, соответствующий шкале [1], изображенный в виде, телеграфного сигнала; 5 – название хрона;

Рассмотрим нижние оценки погрешности определения субхрона на примере магнитной аномалии «3а», наблюдаемой на хребте Рейкьянес в Северной Атлантике, где скорость спрединга равна 1.2 см/год. Из рис.3 видно, что вначале относительные погрешности определения ширины субхрона и его центра, значительно уменьшаются с возрастанием скорости спрединга, а при значениях скорости спрединга > 1.5-2.0 см/год значения ошибок выходят на

асимптоту с небольшим наклоном и существенного улучшения не происходит.

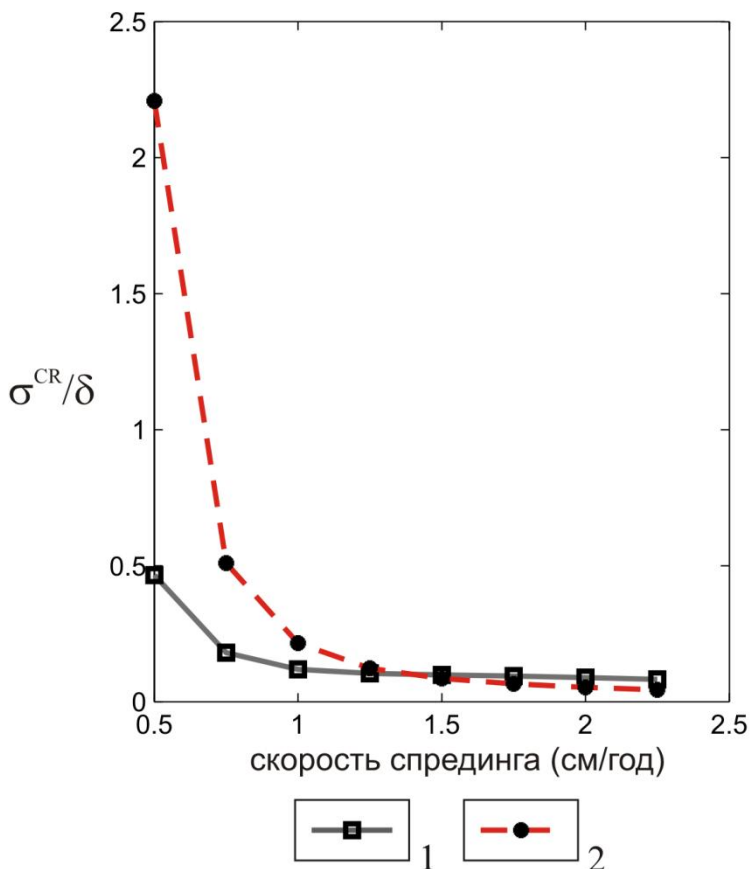


Рис. 3. Графики относительных погрешностей определения ширины субхрона $\sigma_{\delta}^{CR}/\delta$ для аномалии 3а и его центра σ_c^{CR}/δ (2) в зависимости от скорости спрединга (см/год).

Выводы 1) Неравенство Крамера-Рао может быть использовано для оценки разрешимости интервалов противоположной полярности геомагнитного поля по морским магнитным аномалиям и планирования измерений. 2) Ширина выделяемого интервала одной полярности определяется лучше, чем ее центр.

1. Cande S.C., Kent D.V. A New Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. V. 97(B10). P.13,917–13,951, doi:10.1029/92JB01202. 1992.

2. Klitgord K.D., Heustis S.P., Mudie J.D., Parker R.L. An analysis of near-bottom magnetic anomalies: Sea floor spreading and the magnetized layer // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* V.43. P.387-424. 1975.
3. Blakely, R.J., Cox A. Evidence for short geomagnetic polarity intervals in the Early Cenozoic // *Journal of Geophysical Research*, v. 77, no. 35, p. 7065-7072. 1972
4. Blakely R.J., Cox A. Binary model for two-dimensional magnetic anomalies // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 12. P.108. 1971.
5. Vine F.J., Matthews D.H. Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges // *Nature*. V. 199. P. 947-949. 1963.

Полярный Урал и Пай-Хой в поздней перми – палеомагнитная реконструкция

Иосифиди А.Г., Храмов А.Н.

ВНИГРИ, Санкт-Петербург

Изучены коллекции горных пород палеозойского возраста из 11 обнажений на р. Кожим, Приполярный Урал, средние координаты отбора 65.7°N, 59.7°E. Выделение компонент J_n велось методом ступенчатого терморазмагничивания. Как видно из диаграмм Зийдервельда (Рис. 1) все образцы имеют две компоненты J_n . Послескладчатая или близкая к таковой компонента А выделяется в низкотемпературном диапазоне (100-350°C) и, по всей вероятности, связана с вязким намагничиванием пород в современном геомагнитном поле прямой полярности. Высокотемпературная компонента Б выделяется в диапазоне температур 350-480, 560°C. Распределение компонент А и Б для разновозрастных пород показано на Рис. 2, а их статистические характеристики - в табл.1. Тест складки для компоненты Б для образцов пермского, позднекаменноугольного и силурийского возрастов положителен, что говорит о её доскладчатом происхождении. Для компоненты Б раннекаменноугольных, девонских и ордовикских отложений тест складки неопределенный. При этом максимальная кучность достигается при выпрямлении складки на 65% для девонских отложений и 89% для каменноугольных, что говорит в пользу присутствия наряду с доскладчатой и синскладчатой составляющей компоненты Б. Тест выпрямления складки для среднего направления компоненты Б, выделенной по образцам силурийских, девонских и раннекаменноугольных отложений, дает максимальную кучность при 76% выпрямлении складки, Табл. 1, строка 10.

Как было выявлено в предыдущих исследованиях, для пермских структур Приполярного Урала характерны повороты в горизонтальной плоскости по часовой стрелке по отношению к Русской платформе [2-8]. Для сравнения полученных результатов с данными по Русской платформе, с учетом того, что время позднепалеозойской активизации на Урале относится к временной границе ранней и средней перми [9], т. е. к суперхрону Киама (поздний карбон-поздняя пермь), подсчитан средний палеомагнитный полюс для Русской платформы по имеющимся палеомагнитным определениям в интервале 290-

260 млн. лет, который имеет направление $N=12$, $\Phi=44^{\circ}N$, $\Lambda=167^{\circ}E$, $A_{95}=2^{\circ}$. Анализ полученных результатов показал, что допермские палеозойские отложения р.Кожим перемагничены во время гиперхрона Киама ($C_2 - P_2$) вероятно за счет магнитовязких процессов блокированных в процессе выхода этих отложений из зоны повышенных температур при коллизии Восточно-Европейской платформы с Уралом. Надвиги, имевшие место на последнем этапе этой коллизии обусловили отличия палеомагнитных направлений по изученным структурам от экстраполированных с Русской платформы. Расчет углов горизонтальных поворотов для изученных структур разреза р. Кожим по отношению к Русской платформе производился по методике, описанной в работе [3]. Полученные данные представлены в Таблице 2. Данные по силурийским, девонским и раннекаменноугольным отложениям, имеющим синскладчатую компоненту J_n , объединены, так как принадлежат к одной тектонической пластине. На Рис. 2е показано положение полученных в данной работе палеомагнитных полюсов по отношению к среднему палеомагнитному полюсу для Русской платформы и палеомагнитным полюсам для изученных ранее разрезов пермских отложений Приполярного и Полярного Урала. Пермские палеомагнитные полюсы лежат на малом круге с центром в точке с координатами $68^{\circ}N, 58^{\circ}E$. Здесь же показано положение палеомагнитного полюса по синскладчатой компоненте для силурийских, девонских и раннекаменноугольных отложений. Анализ полученных и имеющихся палеомагнитных данных для Полярного Урала и Пай-Хоя показал, что горизонтальные углы поворотов этих тектонических структур имеют разные знаки. Раннепермские структуры Пай-Хоя испытали повороты в горизонтальной плоскости на углы до 10-20 градусов против часовой стрелки по отношению к Русской платформе. Раннепермские и палеозойские (перемагниченные) структуры Полярного Урала испытали повороты в горизонтальной плоскости на углы до 45 градусов по часовой стрелке по отношению к Русской платформе. Анализ имеющихся палеомагнитных данных по Пай-Хою и Полярному Уралу позволил оценить амплитуды Р-Т надвигов. Амплитуды надвигов составили в среднем 280 и 180 км для структур Пай-Хоя и Приполярного Урала, соответственно. Реконструкция донадвигового палеогеографического положения структур Пай-Хоя и Приполярного Урала показана на Рис. 3.

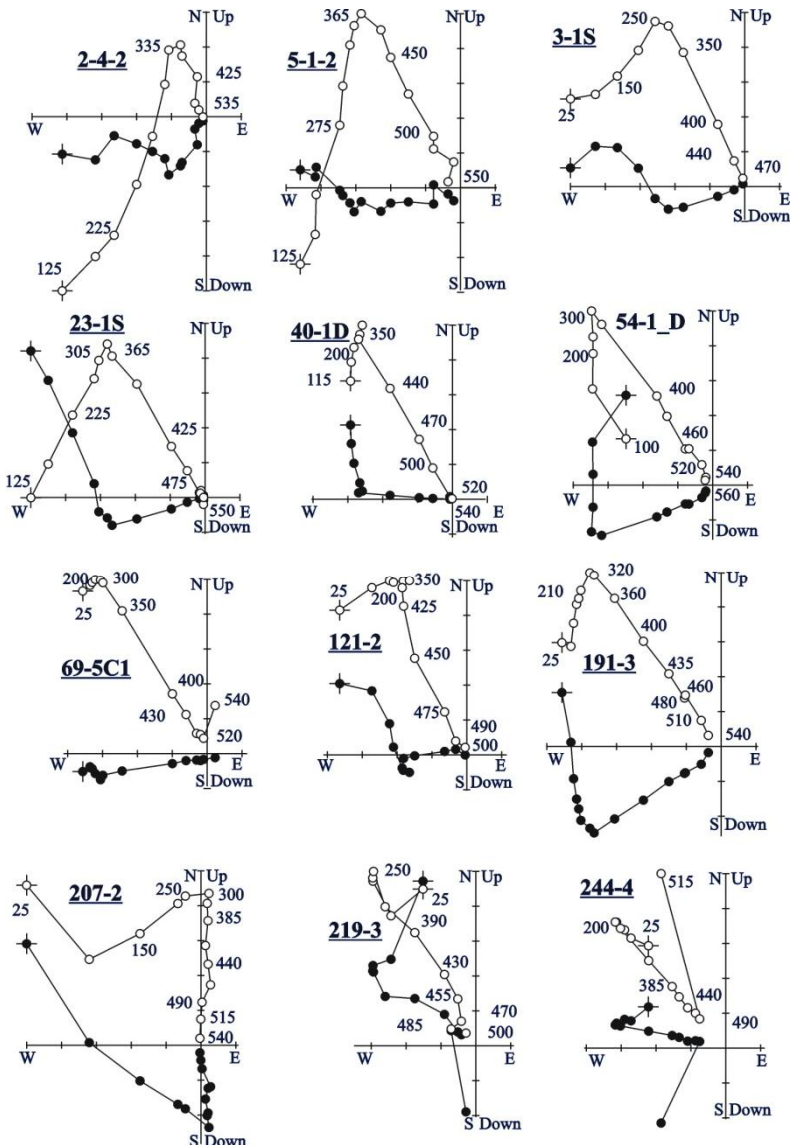


Рис. 1. Примеры ступенчатого термомрагничивания образцов палеозойского возраста, р. Кожим. Образцы 2-4 и 5-1-2 - поздний ордовик; 3-1S и 23-1S -силур; 40-1D и 54-1D -девон; 69-5 и 121-2 -ранний карбон; 121-2 и 191-3 - средний карбон; 219-3 и 244-4 ранняя пермь. Диаграммы Зийдervельда приведены в стратиграфической системе координат, полые кружки – проекции векторов на вертикальную плоскость, за-литые кружки – проекция векторов на горизонтальную плоскость.

Таблица 1. Палеомагнитные направления и полюсы для палеозойских отложений, р. Кожим.

№	Возраст пород	с.к.	N/n	компонента А				α_{95}°	Φ° , N	Λ° , E	dp°	dm°	ϕ_m°	Тест
				D ^o	I ^o	K								
1	O _{3a}	g	10/19	28	78	52	7	79	131	12	13	67	F~, 0.3-1.1	
		s		306	75	45	7							
2	S ₂ + D ₁₋₃ + C ₁ + C ₂ + P _{1s}	g	141/318	332	80	13	4	79	7	7	8	71	F+, 0.09+- 0.10	
		s		339	51	6	6							
				компонента Б										
3	O _{3a}	g	10/19	255	-42	35	8							
		s		249	-61	42	8	46	147	9	12	42	F~, 0.97- 1.38	
4	S ₂	g	16/39	298	-36	48	5							
		s		252	-65	101	4	49	142	5	6	46	F+, 0.88+- 0.302-	
5	D ₁₋₃	g	24/48	301	-37	64	4							
		s		258	-63	80	3	44	138	4	5	44	F~, 0.63- 0.32	
6	C ₁	g	60/132	298	-40	48	3							
		s		256	-56	61	3	38	143	3	4	37	F~, 0.86- 0.223	
7	C ₂	g	14/34	267	-38	16	10							
		s		233	-59	28	8	50	164	8	11	39	F+, 0.92- 0.54	
8	P _{1s}	g	28/62	271	-69	5	14							
		s		267	-53	40	4	32	137	4	6	34	F+, 0.91- 0.01	
9	9+10+11	g	100/219	297	-38	34	3							
		s		256	-59	47	2	41	145	2	3	40	F~, 0.73+- 0.16	
10	синскладчатая компонента (9+10+11)	s	100/219	271	-56	49	2	33	132	2	3	37	76%	

Примечание: N – число штуфов; n- число образцов; с.к. –система координат (g-географическая, s-стратиграфическая); D^o, I^o- склонение и наклонение средних направлений компонент; K- кучность векторов; α_{95}° радиус круга доверия при 95% вероятности для среднего направления; Φ° , Λ° - широта и долгота палеомагнитного полюса; dp° , dm° - полуоси овала доверия; ϕ_m° – палеомагнитная широта; F+(-)-тест складки положителен(отрицателен) по Энкину [Elkin, 2003]; статистика на уровне штуфов.

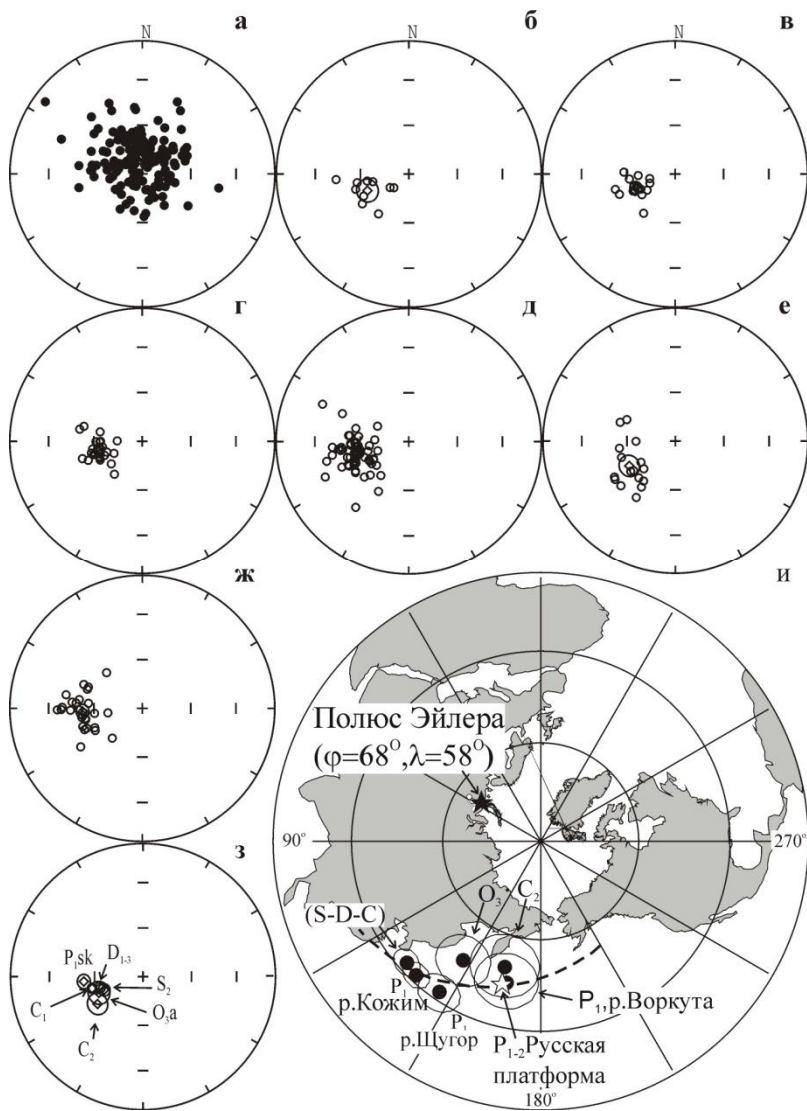


Рис. 2. Распределение направлений компонент естественной остаточной намагниченности после терморазмагничивания: а – компонента А (географическая система координат); компонента Б (стратиграфическая система координат): б – ордовик ;в –силур; г – девон; д – ранний карбон; е – средний карбон; ж – ранняя пермь; з – распределение средних направлений для компоненты Б; и – положение изученных разрезов, полюса Эйлера и полученных палеомагнитных полюсов по отношению к среднему палеомагнитному полюсу для Русской платформы и палеомагнитным полюсам изученных раннее разрезов пермских отложений Приполярного и Полярного Урала; звездочкой показано положение полюса Эйлера; полые кружки – проекции векторов на верхнюю полусферу, залитые кружки – проекции векторов на нижнюю полусферу.

Таблица 2. Углы поворота палеомагнитных направлений для раннетриасовых, раннепермских и перемагнитных палеозойских пород Пай-Хоя и Полярного Урала.

№	Возраст отложений	Координаты отбора	Δ°	Амплитуда надвига, км	Источник данных
Пай-Хой, полюс Эйлера: 63°N, 80°E					
1	P ₁	р. Гусиная (69.26°N, 60.7°E)	14±3	270±60	5
2	P ₁	р. Таб-Ю (69.48°N, 63.71°E)	-1±8	-	3
3	P ₁	р. Хей-Яга (68.63°N, 62.8°E)	15±3	260±50	4
4	T ₁	р. Хей-Яга (68.63°N, 62.8°E)	17±3	300±90	4
5	T ₁	р. Силоваяха (68.2°N, 64.51°E)	14±7	220±100	4
6	D-C	о. Вайгач (70.4°N, 58.8°E)	12±9	260±200	6
Среднее для P-T фронта надвига(1+3+4)				280±40	
Полярный и Приполярный Урал, полюс Эйлера: 68°N, 58°E					
7	O	р.Кожим (65.46°N, 60.62°E)	-13±12	70±60	д. р.
8	S, D, C	р.Кожим (65.69°N, 59.74°E)	-36±3	170±20	д. р.
9	P ₁	р.Кожим (65.71°N, 59.68°E)	-32±5	150±20	д. р.
10	P ₁	р. Воркута (67.5°N, 64.1°E)	-1±8	-	3
11	P ₁	р.Щугор (64.31°N, 58.17°E)	-24±5	170±20	2
12	T ₁	р. Б. Сыня (65.5°N, 58°E)	-43±5	230±30	1
Среднее для P-T фронта надвига (8+9+11+12)				180±20	

Примечание: в подсчет среднего вошли результаты с ошибкой меньше 30%; источник данных: 1- [2]; 2- [3]; 3- [4]; 4- [6]; 5- [8]; 6- [1]; д. р. –данная работа.

1. Журавлев А.В., Вевель Я.А., Иосифиди А.Г., Томша В.А., Черных В.А. Разрез верхнего девона – нижнего карбона на мысе Костяном острова Вайгач. 0421100064\0002 //Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011, т.6, №1, http://www.ngtp.ru/rub/2/6_2011.pdf 31с
2. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. О герцинских деформациях на Приполярном Урале //Физика Земли.1995, № 11, с.48-54
3. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. 2002. Палеомагнетизм верхнекаменноугольных и раннепермских отложений Восточно-Европейской плиты: ключевой палеомагнитный полюс и кинематика коллизии с Уралом //Физика Земли. № 5, с.42-56.
4. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н., Трапезникова Г.В., Пухонто С.К. Палеомагнетизм раннепермских отложений Печорской плиты: оценка горизонтальных поворотов структур. //Физика Земли. N2. 2005. С. 52-65
5. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. Палеомагнетизм перми и триаса Пай-Хоя и Полярного Урала: к проблеме горизонтальных деформаций. Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии//Науч.ред. А. Н. Храмов.2007, с.65-69.
6. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н., Садыкова А.А., Трапезникова Г.В., Пухонто С.К. Магнитостратиграфия и магнитотектоника нижнетриасовых континентальных отложений юго-западного склона Пай-Хоя//Физика Земли, 2007, №10, с. 73-84.
7. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия верхнепермских отложений юго-западного склона Пай-Хоя, разрез р. Хей-яга: следы глобального пермо-триасового кризиса //Физика Земли. 2009. № 1, с.5-15.
8. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. К истории развития надвиговых структур Пай-Хоя и Полярного Урала: палеомагнитные данные по раннепермским и раннетриасовым

отложениям 0421000064\0023 //Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010, т.5, № 2, http://www.ngtr.ru/rub/4/21_2010.pdf.

9. Кузнецов Н.Б., Шипунов С.В., Павленко Т.И. Позднепалеозойская тектоническая активизация Урала. Общие и региональные вопросы геологии. Динамика формирования, структура, вещественный состав и полезные ископаемые складчатых систем и осадочных бассейнов различной геодинамической позиции. Проект А.0070 ФЦП «Интеграция»/Отв. редакторы Г. Н. Савельева, В. Г. Николаев. – М.: ГЕОС, 2000. с. 91-106.

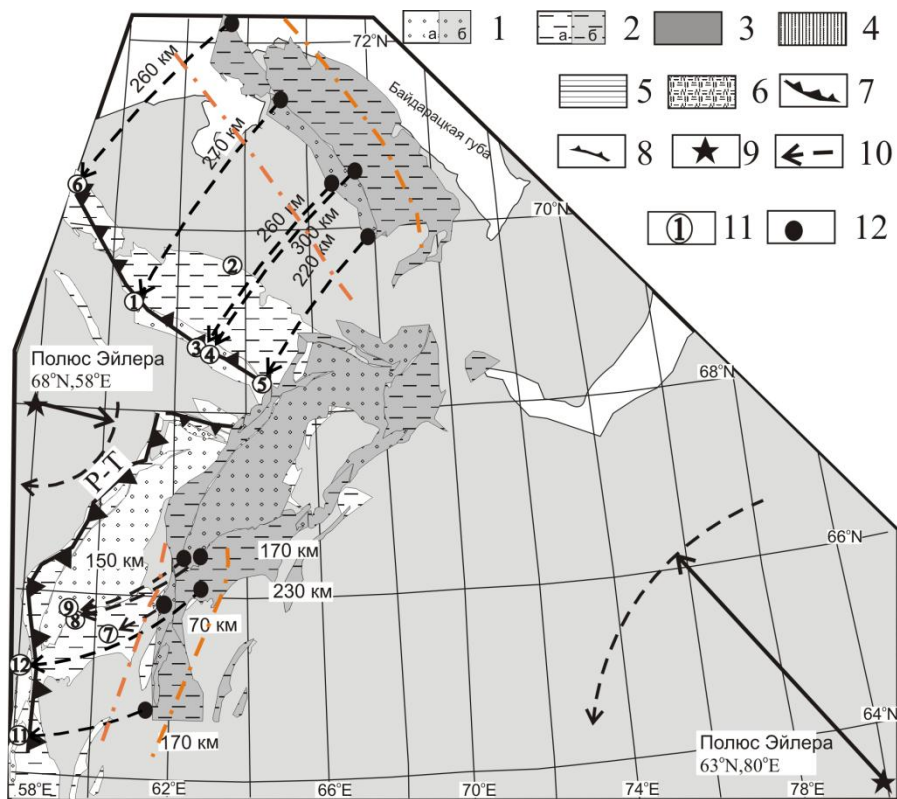


Рис. 3. Палеомагнитная реконструкция положения изученных структур на временной интервал пермь-триас. 1 – Р-Т моласса (а-современное положение, б – после реконструкции); 2 – терригенно-карбонатные отложения палеозоя (а – современное положение, б – после реконструкции); 3 – метаморфические комплексы; 4 – островодужные комплексы сближения; 5 – океанические рифтовые зоны; 6 – дорифейские комплексы; 7 – границы тектонических покровов и фронтов надвигов; 8 – надвиги; 9 – положение полюсов Эйлера; 10 – направления движения структур при надвигах; 11, 12 – современное и реконструированное положения изученных разрезов, номера изученных разрезов в соответствии с порядковым номером в табл.2; штрих – пунктирной линией показаны границы для средних фронтов.

Магнитостратиграфия Иссык-Кульской впадины (предварительные результаты)

Козырева Д.А., Веселовский Р.В.

Геологический факультет МГУ, Москва

Восстановление истории формирования и эволюции крупных горно-складчатых поясов является одной из главных задач региональной геологии. Для изучения неотектонических этапов развития областей современного орогенеза активно используются методы магнитостратиграфии, позволяющие проводить корреляцию разрезов осадочных пород, выполняющих межгорные впадины и прогибы в пределах складчатых систем, что является основой для сопоставления фаз складчатости в рамках смежных поясов и решения ряда других задач.

Неотектонический этап развития Тянь-Шаньской палеозойской покровно-складчатой системы, входящей в состав Урало-Охотского подвижного пояса, начался в олигоцене и связан с коллизией Индийской и Евразийской литосферных плит. Начиная с этого времени в пределах Тянь-Шаня происходит возрождение горного рельефа и возникновение крупных межгорных впадин (Иссык-Кульской, Нарынской, Ферганской, Таджикской) [1]. Настоящая работа является частью мультидисциплинарного исследования, основная цель которого заключается в установлении основных этапов неотектонического развития Тянь-Шаня и сопредельных складчатых систем на основе корреляции разрезов удалённых межгорных впадин. При этом главной целью настоящей работы является составление магнитостратиграфического разреза Иссык-Кульской межгорной впадины северного Тянь-Шаня.

Основной задачей данной работы являлось проведение палеомагнитных исследований олигоцен-миоценовых отложений Иссык-Кульской впадины. Для этого необходимо было решить следующие конкретные задачи: 1) отобрать коллекцию ориентированных образцов из наиболее полных разрезов олигоцен-миоценовых отложений Иссык-Кульской впадины; 2) выполнить измерение магнитной восприимчивости образцов; 3) провести магнитные чистки, выполнить компонентный анализ; 4) оценить возраст компонент намагниченности и состав основных магнитных минералов; 5) полученные результаты свести на единый магнитостратиграфический разрез.

Для решения поставленных перед данной работой задач были отобраны ориентированные образцы из 500-метрового интервала разреза красноцветных песчаников и алевролитов, относящихся к среднеиссыккульской и коктурпакской свитам олигоцен-миоценового возраста, обнажающихся на южном берегу оз. Иссык-Куль. Породы залегают моноκлиально, азимут падения СВ 40°, угол падения 20-25°. Общий объем палеомагнитной коллекции составил 110 образцов; в настоящей работе приводятся результаты, полученные по всем образцам.

Отбор ориентированных образцов производился снизу-вверх по разрезу с фиксированным интервалом, составляющим чаще всего 3-8 метров.

Обработка палеомагнитной коллекции проводилась в петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ по стандартной методике [2] и включала в себя температурные магнитные чистки, измерение направления и длины вектора естественной остаточной намагниченности (ЕОН), а также измерение магнитной восприимчивости образцов, нормированной на массу.

Измерения остаточной намагниченности в процессе температурных чисток выполнялись на спин-магнитометре JR-6. Все образцы были подвергнуты ступенчатому температурному размагничиванию до температур 610-680°C с числом шагов чистки от 16 до 18. Температурная чистка проводилась до полного размагничивания образцов, или до того момента, когда величина намагниченности становилась соизмеримой с уровнем чувствительности измерительного прибора. Для размагничивания образцов использовалась немагнитная печь TD-48 ASC с величиной нескомпенсированного поля не более 5-10 нТ. Измерения магнитной восприимчивости проводились на приборе KLY-2.

Обработка результатов магнитных чисток выполнялась в соответствии со стандартной методикой с учетом методических разработок последних лет [2].

Анализ результатов магнитных чисток производился в программе Remasoft 3.0 (©AGICO).

Результаты магнитостратиграфических исследований Исык-Кульской впадины.

Большинство из изученных образцов несут палеомагнитную запись отличного качества. В составе естественной остаточной намагниченности (ЕОН) выделяется две компоненты намагниченности: низкотемпературная, с блокирующими температурами от 20 до 180°C и высокотемпературная, с блокирующими температурами от 180 до 650°C.

Среднее направление низкотемпературной компоненты (рис.1) близко к направлению магнитного поля в районе работ (табл. 1), что позволяет предполагать её вязкую природу и современный возраст.

Высокотемпературная компонента (рис.2) имеет биполярное распределение. Она характеризуется крутыми положительными (отрицательными) наклонениями и С (Ю) склонениями в случае прямой (обратной) полярности соответственно. Средние направления компоненты прямой (N) и обратной (R) полярности (табл. 1) проходят тест обращения [3] на уровне V ($\gamma/\gamma_c = 6.2/8.9$). Исходя из вида кривых размагничивания образцов, основными носителями намагниченности в изученных образцах являются магнетит ($T_6 \sim 575^\circ\text{C}$) и гематит ($T_6 \sim 660^\circ\text{C}$). Среднее палеомагнитное направление высокотемпературной компоненты намагниченности (табл. 1) близко к направлению, полученному в работе [4] по соседним обнажениям этой же свиты. Поскольку первичная природа намагниченности пород среднеиссыккульской свиты в работе [4] подтверждена положительным тестом конгломератов, это позволяет нам предполагать первичный возраст наиболее стабильной компоненты намагниченности, выделенной в образцах из исследованного разреза.

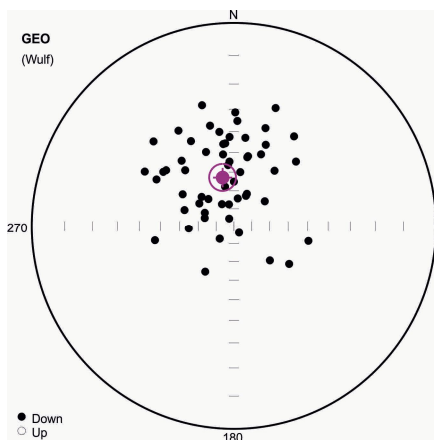


Рис. 1. Распределение низкотемпературной компоненты намагниченности в изученных образцах и её среднее направление с кругом 95%-го доверия. Географическая система координат.

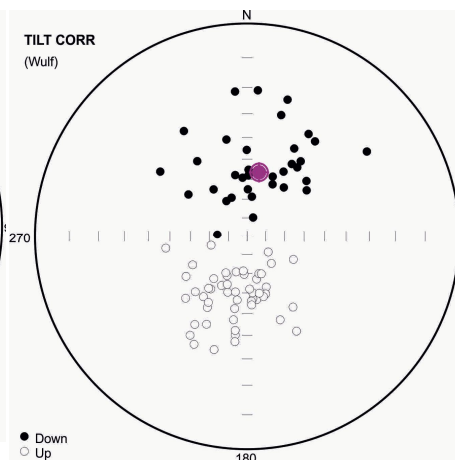


Рис. 2. Распределение высокотемпературной компоненты намагниченности в изученных образцах и её среднее направление с кругом 95%-го доверия. Стратиграфическая система координат.

Компонента намагниченности	slat	slong	N	D	I	K	α_{95}
Низкотемп.	42°11'	76°47'	57	346.9	62.2	7.9	7.1
Высокотемп. (N)	42°11'	76°47'	34	8.3	52.4	10.3	8.1
Высокотемп. (R)	42°11'	76°47'	51	192.3	-58.2	17.9	4.9
Высокотемп. (среднее)	42°11'	76°47'	85	10.6	55.9	13.7	4.3

Табл. 1. Средние координаты места отбора образцов и средние палеомагнитные направления выделенных компонент намагниченности. slat, slong – средние координаты места отбора образцов; N – количество образцов; D, I – склонение и наклонение среднего вектора; K – кучность; α_{95} – радиус круга 95%-го доверия.

В построенной на основании полученных результатов магнитостратиграфической шкале изученного интервала разреза выделяется 18 зон прямой (N) и 18 зон обратной (R) полярности.

В качестве доводов в пользу первичного возраста выделенной высокотемпературной компоненты намагниченности, мы можем использовать:

- 1) биполярное распределение и положительный тест обращения,
- 2) данные о положительном тесте конгломератов, выполненном по соседним обнажениям свиты в работе [4],

3) близость палеомагнитного полюса, отвечающего среднему направлению высокотемпературной компоненты намагниченности, к полюсу, полученному в работе [4].

На основании полученных результатов можно сделать следующие выводы:

1) Показана перспективность пород среднеиссыкульской свиты для более детальных и широкомасштабных магнитостратиграфических исследований.

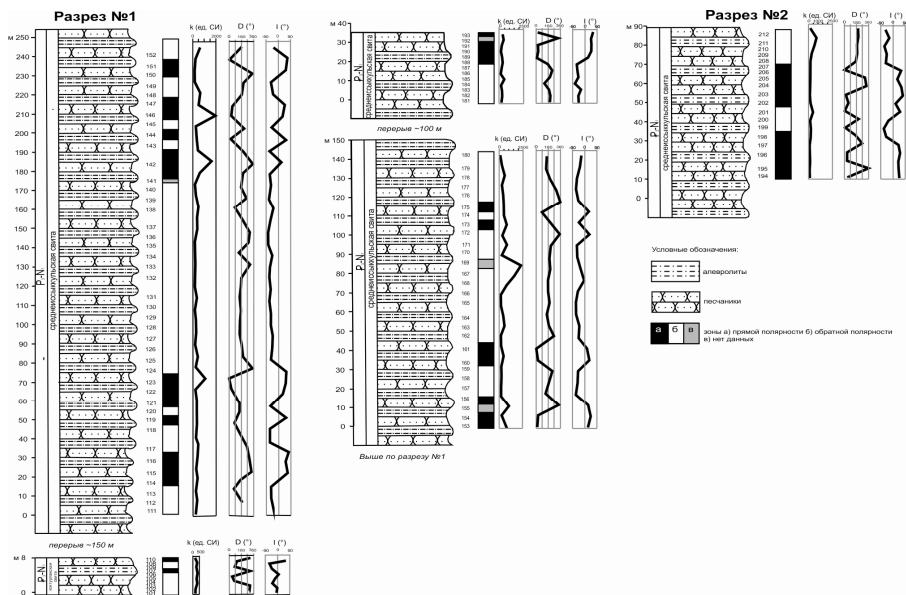


Рис. 3. Стратиграфическая колонка и шкала магнитной полярности изученных интервалов разрезов. Графики изменения магнитной восприимчивости, нормированной на массу образца (k), склонения (D) и наклонения (I) по разрезу.

2) В опробованном разрезе среднеиссыкульской свиты Иссык-Кульской впадины выделено 18 зон прямой и 18 зон обратной полярности.

Дальнейшим этапом будет являться обработка более полных палеомагнитных коллекций, представляющих весь олигоцен-миоценовый интервал разреза Иссык-Кульской и Нарынской межгорных впадин.

1. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир. 2001. 606 с.
2. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Под ред. Храмова А.Н. – Л.: Недра, 1982. 312 с.
3. McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. N103. P.725-729.
4. Thomas J.-C., Perroud H. et al. A paleomagnetic study of Tertiary formations from the Kyrgyz Tien-Shan and its tectonic implication // Journ. of Geophys. Research. V. 98. N B6. 1993. P.9571-9589.

Возрастные взаимоотношения среднепалеозойского кимберлитового и базитового магматизма Мирнинского и Накынского полей на основе палеомагнитных данных

Константинов К.М.^{1,2}, Стегницкий Ю.Б.¹, Еремеев Р.В.^{1,3}, Хузин М.З.², Константинов И.К.^{2,4}

¹ Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», Мирный

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

³ Рудник трубки Мир АК «АЛРОСА», Мирный

⁴ Иркутский государственный университет, Иркутск

Магматические образования среднепалеозойского этапа тектономагматического развития Якутской алмазонасной провинции сложены породами основного состава вилюйско-мархинского интрузивного комплекса и кимберлитами мирнинского и накынского интрузивных комплексов. Их образование связано со становлением Патомско-Вилуйского авлакогена, которое продолжалось в период от 420 до 320 млн. лет [1, 2]. Временные взаимоотношения кимберлитового и базитового магматизма достаточно сложные. Тем не менее, между среднепалеозойскими кимберлитами и базитами установлена пространственно-временная (парастерическая) связь. Согласно представлениям геологов можно принять следующую временную последовательность становления среднепалеозойских магматических образований: долериты, габбро-долериты → кимберлиты → щелочные базиты → эксплозивные брекчии.

Объектами настоящих исследований являлись кимберлиты Малоботуобинского (МБАР) и Среднемархинского алмазонасных районов (СМАР) из месторождений трубок Мир, Спутник, Интернациональная и Имени XXIII Съезда КПСС, а так же среднепалеозойские базиты (траппы) Вилюйско-Мархинской зоны разломов (ВМЗР) из коренных обнажений рр. Моркока, Тунг и Кюленкэ, Лиендокит и рудника Мир (Рис. 1).

Практически по всем изученным объектам удалось получить характеристическую ЕОН первичной природы (Рис. 2, табл.) за исключением кимберлитов трубок Мир, Интернациональная и долеритов (дайка) рудника Мир [3–6]. Последние испытали мощное термическое воздействие со стороны рвущих их кимберлитов трубки Мир, что привело к их сильному изменению (графитизация).

Рассчитанные виртуальные палеомагнитные полюсы совпадают с участком траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) Сибирской платформы в интервале 440 – 300 млн. лет (рис. 3), что согласуется с геологическими данными [1, 2]. Полученные палеомагнитные данные не противоречат установленной геологами последовательности тектоно-магматических событий, протекающий в пределах ВМЗР, а несколько ее уточняют - вероятнее всего, возраст кимберлитов СМАР более древний, чем кимберлитов МБАР.

Работы по изучению палеомагнетизма кимберлитов и базитов ВМЗР продолжаются.

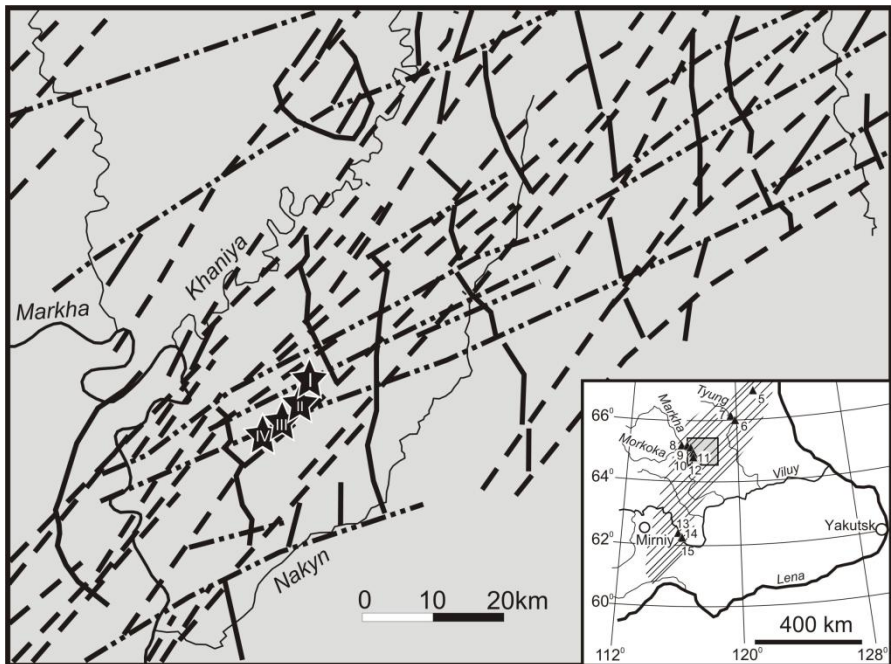


Рис. 1. Схема расположения кимберлитовых тел и долеритовых даек СМАР по геолого-геофизическим данным [2]. На врезке показано положение СМАР. 1–3 – рои базитовых даек: 1 – Среднемархинский; 2 – Вилюйско-Мархинский и 3 – Лиендокит-Моркокинский; 4 – кимберлитовые тела: I – Нюрбинская, II – Ботуобинская, III – Майское и IV – Мархинское; 5 – территория развития среднепалеозойских базитов ВМЗР и места отбора образцов (треугольники, номера согласно табл.); 6 – территория СМАР.

Таблица. Палеомагнитные направления и полюсы среднепалеозойских кимберлитов и траппов ВМЗР

№ пп	Объект, № обн.	N	Dcp, °	Jcp, °	к. ед.	$\alpha_{95}, °$	$\Phi, °$	$\Lambda, °$	dm/dp, °
1 [3]	тр. Ботубинская	43	350	-23	23.4	4.6	-13	127	2.6/4.9
2 [3]	тр. Нюрбинская	24	0	-25	17.2	7.4	-11	117	4.3/8.0
3 [4]	тр. Спутник	37	310	-71	28.5	12.8	34	146	19.3/22.2
4 [5]	тр. Имени ХХIII Съезда КПСС	-/31	327	-74	65.7	2.3	38	134	5.3/5.8
5 [3]	р. Кюленкэ, 1-03	7	353	-15	41.9	9.4	-16	127	4.9/9.6
6 [3]	р. Тюнг, 1-04	12	348	-22	41.4	6.8	-12	132	3.8/7.2
7 [3]	р. Тюнг, 5-04	18	345	-30	49.7	5.0	-7	134	3.1/5.5
8 [3]	р. Моркока, 2-00	14	181	11	16.7	10.1	-19	115	5.2/10.2
9 [4]	р. Марха, 2-96	12	294	-50	23.7	9.6	18	173	8.6/12.8
10 [4]	р. Марха, 4-96	16	326	-43	28.8	7.0	3	147	5.3/8.6
11 [4]	р. Марха, 5-96	11	336	-35	36.3	7.7	-4	140	5.1/8.9
12 [4]	р. Марха, 6-96	9	330	-48	21.2	11.4	7	142	9.8/14.9
13 [4]	р. Вилюй, 6-96	10	322	-58	54.2	6.6	15	146	7.1/9.7
14 [4]	р. Вилюй, 7-96	18	316	-42	38.5	5.6	4	155	4.2/6.9
15 [4]	р. Вилюй, 8-96	13	154	68	142.7	3.5	25	134	4.9/5.9
16*	р. Лиендокит	14	335	-46	27.3	7.8	1	143	7.3/10.7

Применения: N – количество образцов. Параметры группировки векторов характеристической ЕОН: Dcp – склонение, Jcp – наклонение, к – кучность и α_{95} – радиус овала доверия. Палеомагнитный полюс: Φ – широта, Λ – долгота, dm/dp – доверительные интервалы. * – авторские данные.

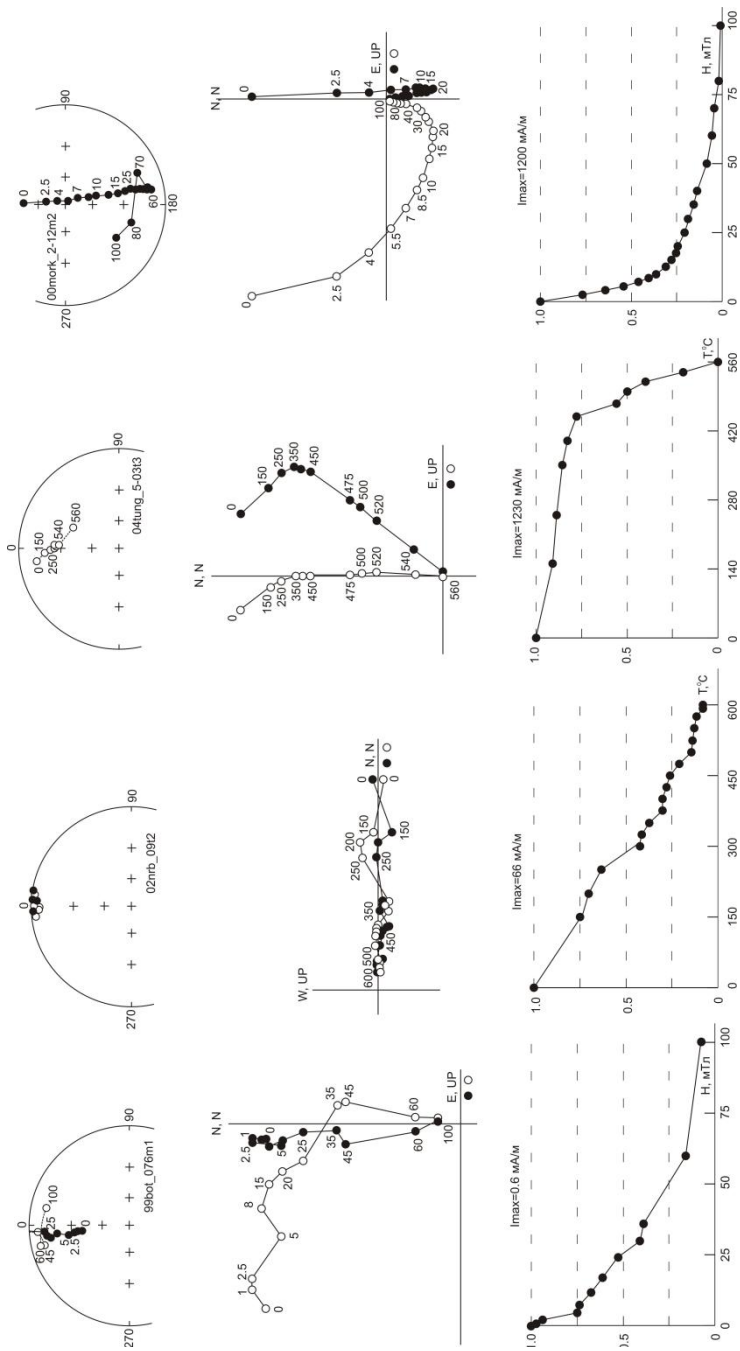


Рис. 2. Результаты ступенчатого размагничивания кимберлитов Наканьского поля (трубки Ботубинская и Нюрбинская) и долеритов ВМЗР. Стереограмма: темные (светлые) кружочки – проекция векторов **In** на положительную (отрицательную) полуосферу. Диаграмма Зийдervельда: темные (светлые) кружочки – проекции **In** на горизонтальную (вертикальную) плоскость. Числа – величины физического воздействия (переменное магнитное поле или температура), разрушающего исходную намагниченность образца.

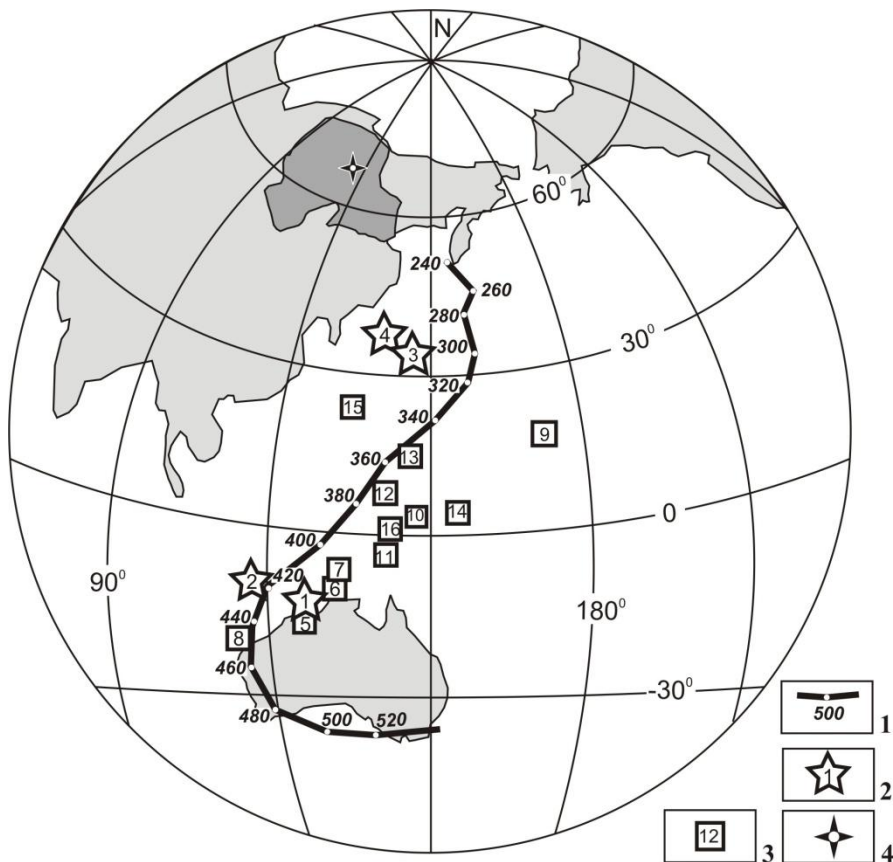


Рис. 3. Распределение палеомагнитных полюсов среднепалеозойских кимберлитов и траппов ВМЗР. 1 - ТКМП Сибирской платформы [7], цифры - геологический возраст в млн. лет; 2 и 3 - виртуальные палеомагнитные полюсы (номера согласно табл.): 2 - кимберлитов, 3 - траппов ВМЗР; 4 - район исследований.

1. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского авлакогена. М.: Недра, 1975. 183 с.
2. Мащак М.С., Наумов М.В. Среднепалеозойский базитовый магматизм Накынского кимберлитового поля и проблема возраста кимберлитов // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое настоящее и будущее (АЛ-МАЗЫ – 50). МПР РФ, ВСЕГЕИ, «АЛРОСА», 2004. С. 224-226.
3. Константинов К.М., Стегнийский Ю.Б. Позднесилурийская-раннедевонская естественная остаточная намагниченность кимберлитов и траппов Якутской алмазонской провинции. Доклады АН. Т. 442, № 3, 2012. – С. 394-400.
4. Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M. 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), № 48. - P. 1-33.

5. 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.
6. Константинов К.М. Возраст естественной остаточной намагниченности кимберлитов Якутской алмазоносной провинции // Наука и образование, 2010, № 1 (57). С. 47-54.
7. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.

Оценка эффективности магниторазведки при поисках кимберлитовых тел на территориях развития пород трапповой формации (Далдыно-Алакитский алмазоносный район Западной Якутии)

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

¹ Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», Мирный

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

³ Иркутский государственный университет, Иркутск

Виртуальная оценка надежности опосредования участков геолого-геофизическими методами необходима как на стадии проектирования оптимального комплекса геофизических методов, так и на стадии заверки выделенных геофизических аномалий и выдачи рекомендаций их перспективности.

Считается, что поиск кимберлитовых трубок на площадях развития перотриасовых траппов (IV и V геотипы) Далдыно-Адакитского алмазоносного района (ДААР) Западной Якутии путем выявления грави-магнитных аномалий трубчатого типа малозффективен [1]. По мнению исследователей [2], при отсутствии корректной петрофизической информации по структурно-ещественным комплексам (СВК) верхней части разреза (ВЧР), все попытки разработать алгоритмы обработки потенциальных полей для выявления аномалий трубчатого типа в данной геологической ситуации не приведут к положительным результатам. Как известно [3], магнитное поле горных пород определяется рядом скалярных и векторных параметров (\mathbf{I} – суммарная намагниченность равная $\mathbf{In} + \mathbf{Ii}$, где \mathbf{In} – естественная остаточная намагниченность, \mathbf{Ii} – индуцированная намагниченность, пропорциональная $\alpha \mathbf{H}$, где α – магнитная восприимчивость, \mathbf{H} – вектор напряженности магнитного поля Земли), широко варьирующих как по величине, так и по направлению. Векторы \mathbf{In} , \mathbf{Ii} и \mathbf{I} определяют сложный рисунок современного магнитного поля ДААР, поэтому при их отсутствии вероятность пропуска магнитных аномалий от кимберлитовых трубок под траппами или заверка ложных аномалий от имеющих место в траппах неоднородностей строения и состава достаточна высока. Наибольший вклад в вектор \mathbf{I} долеритов вносит вектор \mathbf{In} , о чем свидетельствует коэффициент Кенигсбергера: фактор $Q = (\mathbf{In}/\mathbf{Ii}) \gg 1$. На сложность распределения современной намагниченности траппов ДААР влияют:

– многостадийность траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы. В принятой на вооружение геологами схеме [4] выделено три фазы: 1 – интрузивная $\gamma\beta P_2$, 2 – вулканно-субвулканическая $\beta_0\text{-}\gamma\beta P_2\text{-}T_1$ и 3 – интрузивная $\gamma\beta T_1$. Для корректного моделирования важно учесть стратиграфическую приуроченность траппов разных фаз внедрения (сверху вниз): траппы 1 фазы обычно бронируют современные водоразделы, 2 фазы – интродуцируют терригенно-осадочные образования пермо-карбона от подошвы по всей мощности, а базиты 3 фазы – развиты в раннепалеозойском карбонатном цоколе, но возможны ее переходы и верхние этажи по зонам повышенной трещиноватости (разломам);

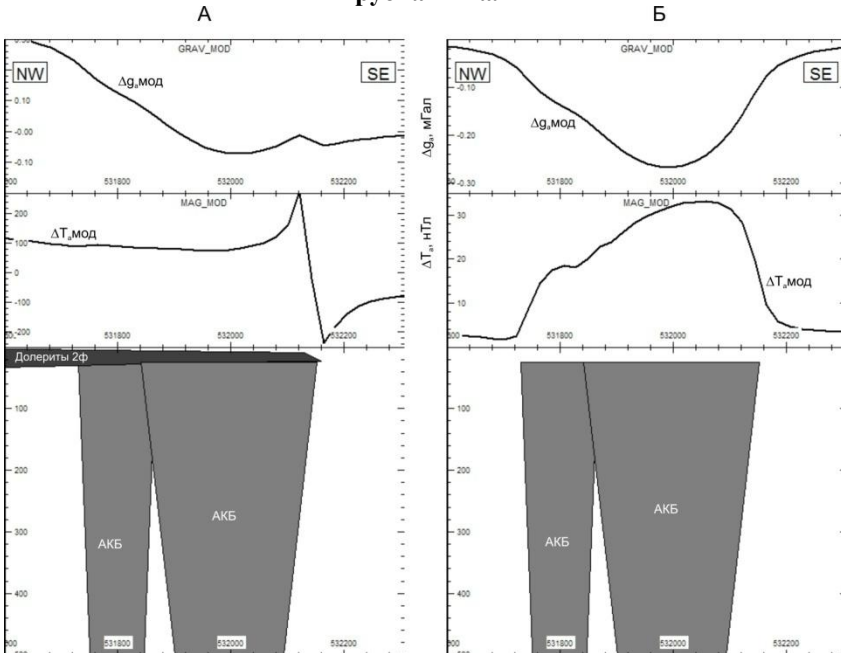
– многообразие форм проявления, изменчивость химического и петрографического состава. В результате траппы образуют множество петромагнитных групп (ПМГ) [5] и петромагнитных неоднородностей (ПМН) разной природы [6, 7], которые предопределяют широкое разнообразие петрофизических моделей (ПФМ);

– инверсии магнитного поля Земли в момент формирования векторов первичной \mathbf{In}^0 . Согласно палеомагнитным исследованиям на момент внедрения базитов 1 и 2 фаз магнитное поле Земли было положительным, а для 3 фазы – отрицательным [6];

– высокоширотные палеогеографическое [8] и современное положения Сибирской платформы, что отразилось на распределении векторов \mathbf{In} . В процессе широкомасштабных петрофизических исследований базитов установлены некоторые закономерности в характере поведения векторов \mathbf{In} и \mathbf{I} , позволяющие подобрать для моделирования наиболее вероятные значения петрофизических параметров [6].

Выполненное физико-геологическое моделирование на примерах коренных месторождений алмазов (рис. 1) показало принципиальную возможность выделения грави-магнитных аномалий трубчатого типа (кимберлитовой природы) на территориях развития пород трапповой формации. Главная задача заключается в том, чтобы определить, при каких значениях физических и геометрических параметров СВК такие расчеты информативны и целесообразны, а при каких следует применять дополнительные поисковые технологии. Аналогичные исследования проводились ранее при составлении петромагнитных карт Ивлиевым К.В., Камышевой Г.Г., Миковым Б.Д., Парасоткой Б.Л., Саврасовым Д.И., Эренчиком Ю.М. и др. геофизиками [2], но все они сводились к бесконечному увеличению числа частных случаев ПФМ. В нашем подходе проведена попытка создания универсальной модели, которая могла бы учитывать весь возможный спектр вариантов геологических ситуаций (ПФМ) в районе.

Трубка Айхал



Трубка Сытыканская

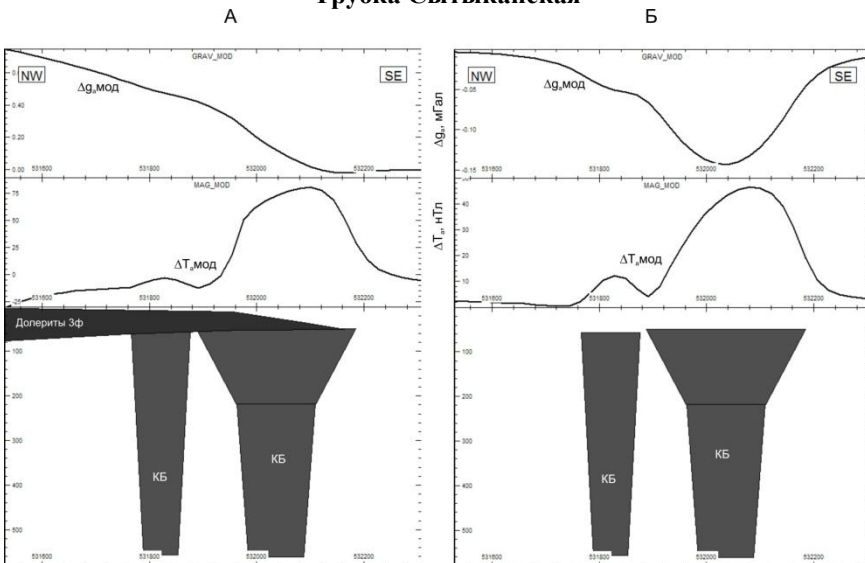


Рис. 1. ПФМ кимберлитовых трубок ДААР с перекрывающим траповым экраном (А) и без (Б). АКБ, КБ – соответственно, автолитовые и просто кимберлитовые брекчии.

Для нахождения области определения грави-магнитных аномалий трубчатого типа в условиях IV и V геотипов, необходимо установить наиболее информативные (универсальные) физические и геометрические параметры ПФМ [9]. К геометрическим параметрам относятся мощность перекрывающих траппов (h) и средний диаметр кимберлитовой трубки (d). Отношение h/d может использоваться при математическом моделировании магнитных (гравитационных) полей.

Более сложный случай связан с расчетами магнитных эффектов, поскольку надо учитывать не только скалярные, но и векторные параметры СВК [3]. В качестве универсальных магнитных параметров приняты факторы Q_t и Q_k , связывающие между собой скалярные α и векторные \mathbf{In} магнитные параметры для, соответственно, траппов и кимберлитов. Следует особо отметить, что при значениях $Q_t < 2.0$, в ряде случаев, данный параметр может характеризовать и отрицательное намагничение пермтриасовых траппов [6-9]. С помощью программы ModelVisionPro-8 были рассчитаны магнитные эффекты для разных ПФМ. Затем в программе Statistica-6 построена область определения магнитных аномалий (рис. 2). Например, при соотношении Q_t/Q_k от 0 до 10 и h/d от 3 до 4 будут выделяться аномалии до 5 нТл, а при соотношении h/d менее 2 - аномалии от 10 до 20 и более нТл.

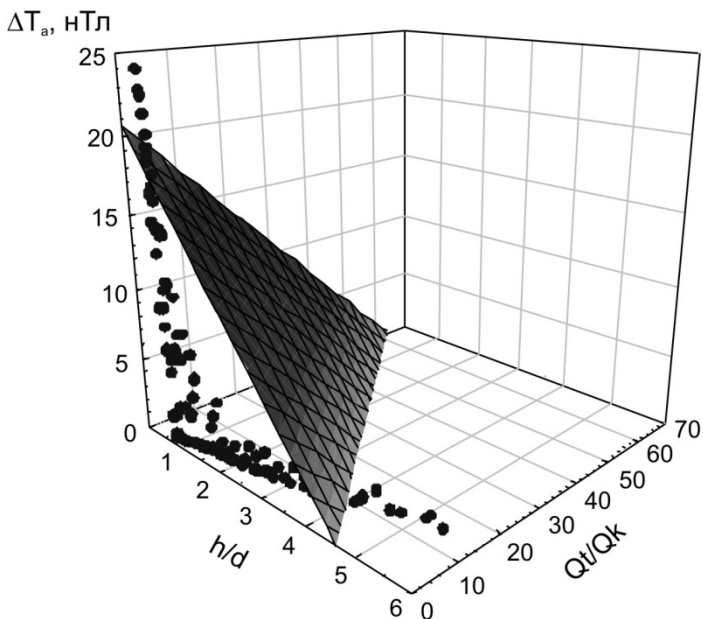


Рис. 2. Область определения магнитных аномалий кимберлитовых тел для алмазопроисковых площадей IV и V геотипов.

Оценка надежности опознания геофизическими методами реализована в информационно-программной среде (ИПС), которая представлена целым комплексом программных средств, таких как: EM-Vision и ModelVisionPro-8

(разработка фирмы EncomTechnology, Австралия), GravMag 3D (авторы Давыденко А.В., Зайцевский Ф.К., Утюпин Ю.В.), MagInt 2D (авторы Зайцевский Ф.К., Утюпин Ю.В.), ГИС-пакеты Surfer (Golden Software) и ArcGIS 10 (Esri) в совокупности с python-скриптами (авторская разработка). В алгоритме вычислений ИПС, при достаточном упрощении, можно выделить несколько основных этапов:

I этап. Подготовка входных данных;

II этап. Обработка входных данных;

III этап. Определение мощности кимберлитоперекрывающего комплекса;

IV этап. Классификация по типам поисковых обстановок;

V этап. Определение абсолютных размеров сети поискового бурения структурно-картировочных скважин;

VI этап. Подбор ФГМ, по своим критериям наиболее схожих с полученными физическими параметрами среды (мощность перекрывающих отложений, геотип, предполагаемые геометрические размеры кимберлитового тела, физические свойства и т.п.);

VII этап. Определение аномальных физических эффектов от моделируемых кимберлитовых тел, на основе подобранных ФГМ;

VIII этап. Оценка надежности опоискования геофизических методов с учетом достигнутой или предположительно достигнутой точности наблюдений;

IX этап. Визуализация результатов оценки надежности опоискования для геофизического комплекса работ.

При вычислении аномальных значений магнитного поля, предположительные размеры кимберлитовых тел устанавливались исходя из полученных данных об абсолютной плотности сети бурения. Мощность пермотриасового комплекса и типы поисковых площадей также являлись критериями при подборе ПФМ заложенных в базу знаний программы. Для примера работы приведенного выше алгоритма принято значение фактора $Qt=2$, как достаточно благоприятного показателя геолого-геофизической ситуации для поисковых возможностей магниторазведки на участке Структурный ДААР. Приняв достигнутую погрешность измерений в интервале ± 8 нТл, оцениваем надежность опоискования методом магниторазведки (рис. 3). Анализируя полученное изображение, делаем вывод о том, что даже при таких благоприятных характеристиках намагниченности траппов ($Qt=2$), эффективное использование магниторазведки на участке Структурный ограничивается областями без-трапповых «окон», и количественно подтверждает известное положение о том, что метод прямых поисков кимберлитовых трубок в данной геологической ситуации не работает [1].

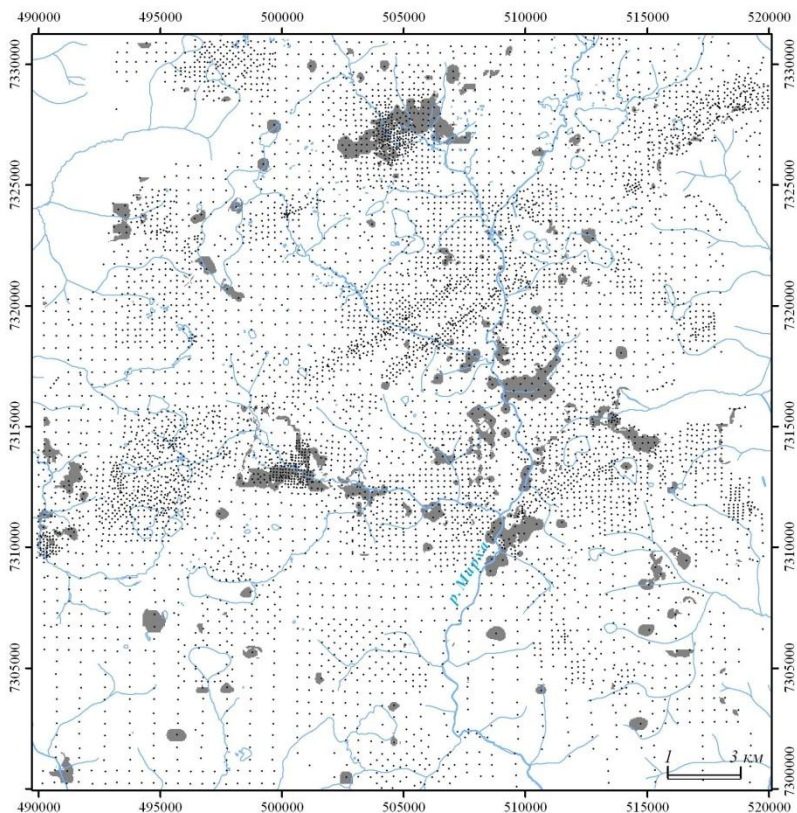


Рис. 3. Области надежного опоискования (серый цвет) магниторазведкой участка Структурный.

В сложившейся ситуации решением поисковой задачи магниторазведки для данной геологической обстановки может являться:

- переориентация геофизических методов на обнаружение структур, генетически связанных с диатремами, которые создают аномалии «структурного» типа (разноранговые тектонические нарушения, амагнитные «окна» и «коридоры», ПМН зон обжига в «ранних» траппах и др.).

- изучение спектра магнитных параметров пород ВЧР с целью расчета магнитного эффекта экрана и его последующего исключения из полигеничного поля (рис. 1) и др.

1. *Владимиров Б.М., Дауев Ю.М. и др.* Месторождения алмазов СССР, методика поисков и разведки. Ч. 1. Геология месторождений алмазов СССР. М.: ЦНИГРИ, 1984. - 435 с.
2. *Миков Б.Д., Парасотка Б.С. и др.* Методические рекомендации по крупномасштабным магнитным и гравиметрическим съемкам при поисках кимберлитовых тел в условиях развития траппов Западной Якутии. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1986. - 121 с.

3. *Магниторазведка: Справочник геофизика* / Под ред. В.Е. Никитского, Ю.С. Глебовского. – М.: Недра, 1980. – 367 с.
4. *Томшин М.Д., Лелюх М.И. и др.* Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы / Отечественная геология № 5, 2001. - С. 19-24.
5. *Мишенин С.Г.* Петромагнетизм трапповых пород северо-востока Тунгусской синеклизы. Дис. на соиск. уч. ст. к. г.-м. н. Казань, 2002. - 192 с.
6. *Константинов К.М., Мишенин С.Г. и др.* Разработка петромагнитной легенды трапповых образований Якутской алмазоносной провинции / Вулканизм и геодинамика: материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ. Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 33-36.
7. *Константинов К.М., Гладков А.С.* Петромагнитные неоднородности зон обжига пермотриасовых траппов месторождения трубки Комсомольская (Якутская алмазоносная провинция). Доклады АН. Т. 427, № 2, 2009. – С. 245-252.
8. *Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M. 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), № 48. - P. 1-33.
9. *Константинов К.М.* Петрофизические модели коренных месторождений алмазов на территориях развития пермотриасовых траппов (Далдыно-Алаakitский алмазоносный район) / Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: материалы всероссийской научной конференции. Якутск: Изд-во СВФУ, 2011. Т.1. – С. 48-53.

Метахронная намагниченность в кимберлитах Якутской алмазоносной провинции

Константинов К.М.^{1,2}, Артемова Е.В.¹

¹ *Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», Мирный*

² *Институт земной коры СО РАН, Иркутск*

Возраст кимберлитов Сибирской платформы имеет важное значение как для понимания истории формирования Якутской алмазоносной провинции (ЯАП), так и для разработки стратегии алмазопоисковых работ. В настоящее время для определения возраста кимберлитов наряду с геологическими (возраст вмещающих и перекрывающих кимберлиты осадочных пород, ксенолиты осадочных пород в кимберлитах, возраст которых определен фаунистически) и изотопными (U-Pb, K-Ar и др.) данными используются и палеомагнитные определения [1]. Палеомагнитный возраст пород можно определить путем сопоставления полученных по ним полюсов с базовыми данными - траекторией кажущейся миграции полюса (ТКМП) Сибирской платформы [2]. В свою очередь, из-за особенностей формирования трубок взрыва, кимберлиты являются достаточно сложными объектами для палеомагнитных исследований. Как показывают проведенные исследования [3 - 5], векторы ЕОН кимберлитов характеризуются большой дисперсией и определяются:

1. Цементирующей массой, в которой образуется первичная естественная остаточная намагниченность (ЕОН) термоостаточной, химической и/или ориентационной (кратерная фацция вулкана) природы, характеризующая направление геомагнитного поля времени и места (палеогеографическое положение

района исследований) формирования кимберлитовой трубки (в случае однофазного процесса кимберлитовнедрения).

2. Ксенолитами, способными нести собственную ЕОН первичной природы. Наличие ксеногенного материала в цементирующей массе благоприятно для постановки полевых тестов: обжига, выравнивания (по слоистым породам «плавающих рифов») и конгломератов (коровые или мантийные ксенолиты).

3. Наложены магматическими (кимберлиты поздних фаз, разновозрастные траппы), гипергенными или др. процессами, способными полностью или частично стереть ранее (в том числе первичные) сформировавшиеся вектора ЕОН кимберлитов и ксенолитов, а так же создать собственные.

Именно последнее обстоятельство является серьезной помехой для установления векторов ЕОН, синхронных времени внедрения кимберлитовых магм. При отсутствии веских доказательств уверенно отнести выделенную группировку векторов характеристической ЕОН к «первичной» или «метахронной» природе практически невозможно. Именно для этой цели необходимо использовать как можно более широкий комплекс исследований, который включает не только детальный компонентный палеомагнитный анализ, но и минералогические (в т. ч. магнито-минералогические), геохимические, петрографические данные, полевые тесты («обжига», «ксенолитов», «обращения» [2]) и др. Здесь следует отметить, что кимберлиты настолько специфические образования и поэтому тесты, традиционно используемые в палеомагнетизме, не всегда могут однозначно решать проблему природы намагниченности: например, тесты «обжига» (в условиях жерловой части диатремы) и «ксенолитов» (в зависимости от их размеров - мелкие могут полностью перемагничиваться переносимой их кимберлитовой магмой) не работают. Таким образом, если в кимберлитах удастся выделить какую-то статистически представительную группировку векторов характеристической ЕОН, то доказательство ее природы - очень сложный и трудоемкий процесс.

Векторы метахронной ЕОН, встречены практически во всех изученных нами 20 кимберлитовых трубках ЯАП: Айхал, Ботуобинская, Долгожданная, Заполярная, Зарница, Имени XXIII Съезда КПСС, Интернациональная, Комсомольская, Ленинградская, Мир, Нюрбинская, Обнаженная, Поисковая, Прогнозная, Русловая, Спутник, Сытыканская, Удачная-Восточная, Удачная-Западная, Юбилейная (Рис. 1) [3 -5]. Степень ее влияние может достигать до 100%, т. е. полное перемагничивание кимберлитовых тел. Основная причина образования метахронной намагниченности в кимберлитах связана с внедрением траппов в среднем палеозое (базиты Вилюйской синеклизы) и, главным образом, позднем палеозое - раннем мезозое (базиты Тунгусской синеклизы). Гипергенные процессы в кимберлитах так же могут исказить первичные векторы ЕОН за счет химических превращений ферромагнитных минералов.

Надежно метахронная намагниченность среднепалеозойского возраста установлена в кимберлитах Среднемархинского района: трубки Нюрбинская и Ботуобинская.

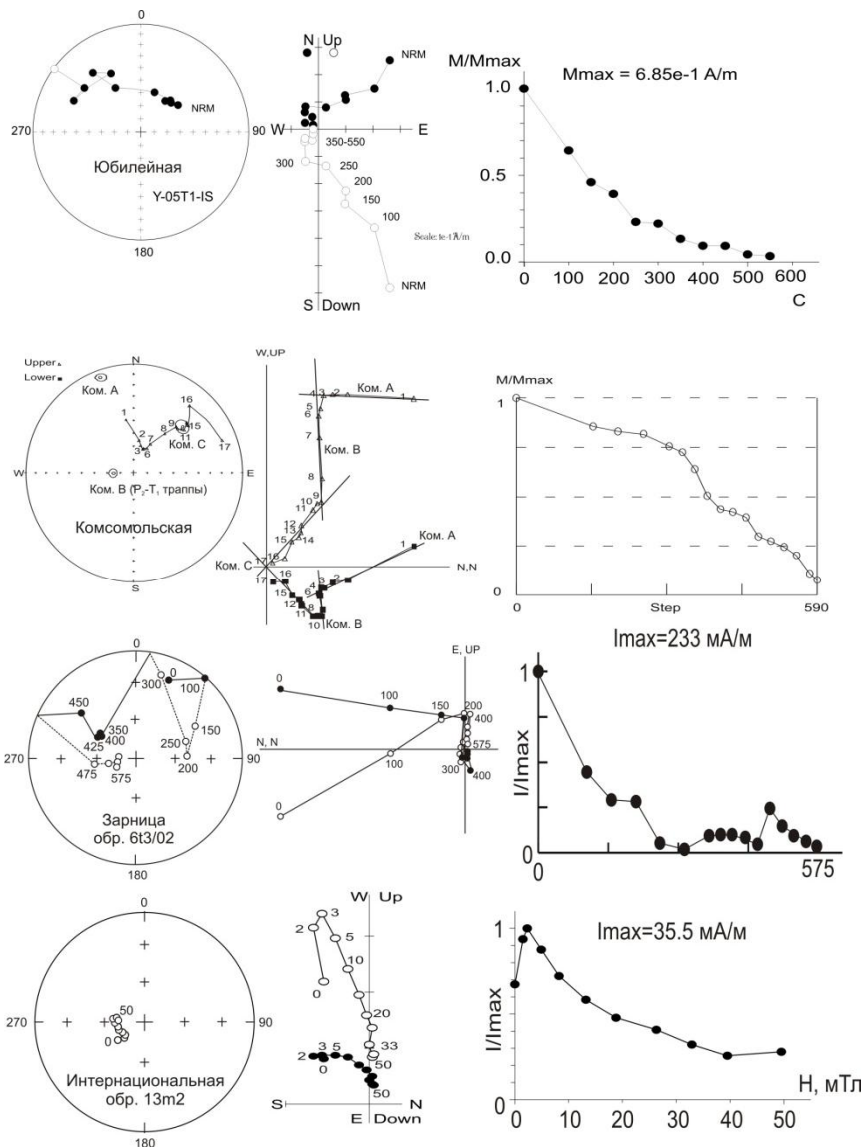


Рис. 1. Примеры лабораторных экспериментов по размагничиванию кимберлитов ЯАП. Стереогаммы: черные/светлые фигурки – положительные/отрицательные направления векторов ЕОН, цифры – величина физического воздействия, разрушающая вектор ЕОН (температура или переменное магнитное поле).

Это следствие влияния интрузий (даек и силлов) вилюйско-мархинского комплекса. Метахронная намагниченность идентифицируется по ряду признаков: она проявлена непосредственно в зоне обжига кимберлитов и имеет направление векторов ЕОН конформное векторам первичной ЕОН Лиендо-

китского силла (согласно тесту обжига вмещающих силл пород олдондинской свиты позднего кембрия - раннего ордовика).

Наиболее широко в кимберлитах ЯАП развита метакронная ЕОН позднего палеозоя - раннего мезозоя. Ее присутствие отмечается в кимберлитах Малоботуобинского и Далдыно-Алакитского алмазоносных районов, которые непосредственно граничат с восточным бортом Тунгусской синеклизы. Частичное перемагничивание пермотриасовыми траппами установлено в эндоконтактных зонах кимберлитов трубок Айхал, Юбилейная и Комсомольская (Рис. 1). Причем метакронная ЕОН кимберлитов первых двух месторождений имеет положительное направление, а в последней – обратное. Кроме того, на трубке Комсомольская метакронная намагниченность обратной полярности регистрируется как в кимберлитах, так и в силле долеритов, бронирующих водораздел [6]. Таким образом, получается, что траппы с обратной намагниченностью имеют относительно молодой возраст. Вероятнее всего, кимберлиты трубки Зарница зафиксировали метакронную намагниченность трапповой природы, связанной с внедрением траппов как ранней, так и поздней фаз внедрения (Рис. 1). Доказать на основе имеющегося в нашем распоряжении палеомагнитного материала наличие в кимберлитах трубок Зарница и Прогнозная векторов ЕОН первичной природы пока не представляется возможным.

Наиболее сильно процессы траппообразования отразились на кимберлитах Малоботуобинского района. В трубках Интернациональная и Мир кимберлиты испытали практически полное перемагничивание со стороны пермотриасовых траппов (Рис. 1) [4], присутствие которых на данной территории в настоящее время не установлено. Возможно, такое поведение палеомагнитных направлений обязано не только высокой активности процессов траппообразования, но и специфике химического состава ферромагнитных минералов в кимберлитах. Судя по результатам магнито-минералогических исследований минералы-носители намагниченности в кимберлитах рассматриваемых трубок заметно отличаются по химическому составу от изученных нами в кимберлитах из других районов ЯАП (Рис. 2). Кроме того, рассчитанные по ним палеомагнитные полюсы совпадают с участком ТКМП Сибири на отметке 250 млн. лет (Рис. 3).

Таким образом, способность кимберлитов приобретать и сохранять ЕОН разной природы имеет прикладное значение для исторической геофизики. Несмотря на то, что с одной стороны присутствие метакронной намагниченности в кимберлитах ЯАП в ряде случаев частично или полностью забывает первичную ЕОН, с другой – она существенно дополняет общую картину геологического развития Сибирской платформы.

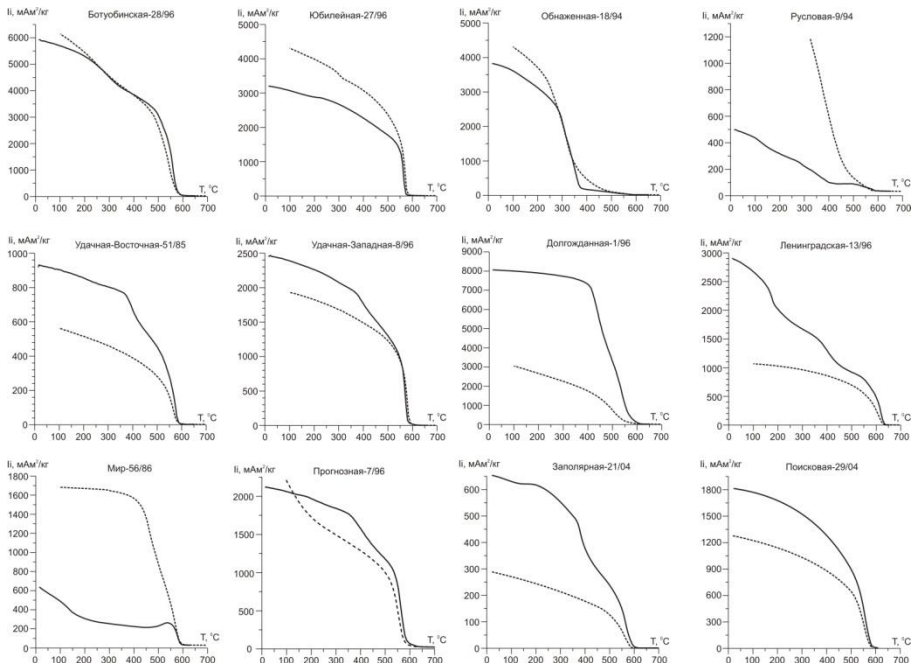


Рис. 2. Примеры термомагнитного анализа кимберлитов ЯАП по индуцированной намагниченности $I_i(T)$: сплошная (пунктирная) линия – процесс нагрева (охлаждения).

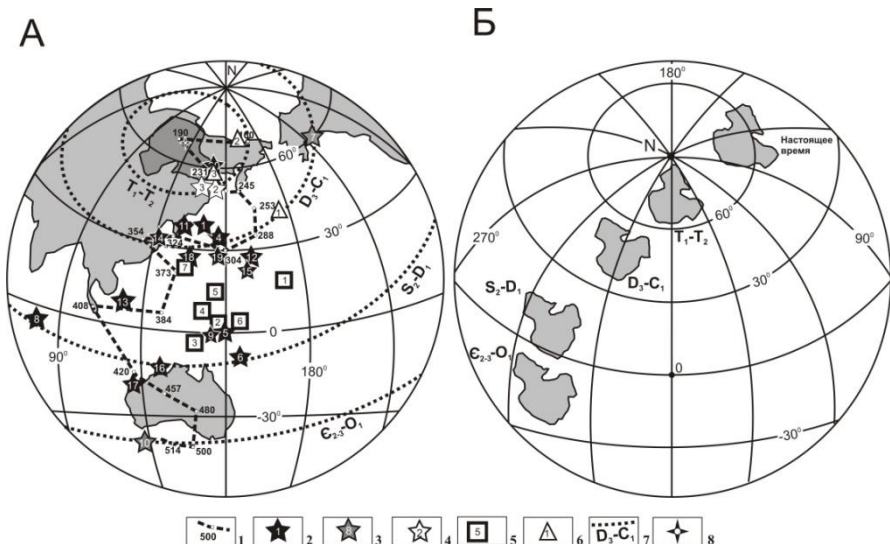


Рис. 3. Результаты палеомагнитного датирования кимберлитов ЯАП. А - распределение виртуальных палеомагнитных полюсов. Б – палеогеографические реконструкции Сибирской платформы на основные этапы кимберлиитообразования. 1) интервал ТКМП Сибирской платформы с указанием геологического возраста [7]; 2 - 6) палео-

магнитные полюсы: 2 - кимберлиты с вероятнее всего первичной природой ЕОН (1 - Им. XXIII Съезда КПСС, 4 - Спутник, 5 - Айхал, 6 - Долгожданная, 8 - Комсомольская, 9 - Ленинградская, 11 - Руслвая, 12 - Сытыканская, 13 и 14 Удачная-Восточная и Западная, 15 - Юбилейная, 16 - Ботуобинская, 17 - Нюрбинская, 18 - Заполярная, 19 - Поисковая, 20 - Обнаженная), 3 - кимберлиты с неустановленной природой ЕОН (7 - Зарница, 10 - Прогнозная), 4 - кимберлиты с метакронной ЕОН (2 - Интернациональная, 3 - Мир), 5 - траппы Виллойско-Мархинского пояса [4] (№№1 - 4: обнажения 2, 4, 5 и 6 р. Марха; №№5 - 7: обнажения 6, 7 и 8 р. Виллой); 6 - траппы Тунгусской синеклизы [4] (№1 - Сытыканская, №2 - Юбилейная, №3 - Айхал); 7 - окружность радиусом $R=90^{\circ}\text{-fm}$ и центром в 8 - район исследований, характеризующая вероятное положение полюса при вращении платформ.

1. *Кривонос В.Ф.* Относительный и абсолютный возраст кимберлитов / Отечественная геология. 1997. № 1. С. 41-51.
2. *Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П.* Палеомагнитология. - Л.: Недра, 1982. - 312 с.
3. *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.
4. *Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M. 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), № 48. - P. 1-33.
5. *Константинов К.М.* Возраст естественной остаточной намагниченности кимберлитов Якутской алмазонасной провинции // Наука и образование, 2010, № 1 (57). С. 47-54.
6. *Константинов К.М., Гладков А.С.* Петромагнитные неоднородности зон обжига пермотриасовых траппов месторождения трубки Комсомольская (Якутская алмазонасная провинция). Доклады АН. Т. 427, № 2, 2009. - С. 245-252.
7. *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.

Новые данные по палеомагнетизму пермотриасовых траппов восточного борта Тунгусской синеклизы

Константинов К.М.^{1,2}, Томилин М.Д.³, Фетисова А.М.⁴, Васильева А.Е.³, Константинов И.К.^{2,5}

¹ Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», Мирный

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

³ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

⁴ Геологический факультет МГУ, Москва

⁵ Иркутский государственный университет, Иркутск

Палеомагнитные исследования пермо-триасовых траппов Тунгусской синеклизы необходимы для решения разнообразных научных и прикладных геологических задач Восточной Сибири. Одной из таких задач является составление петромагнитной легенды траппов, которая необходима для разработки единой Схемы базитового магматизма Сибирской платформы. Ее ре-

шение ведется планомерно и за это время накоплен достаточно обширный петромагнитный материал в сочетании с геохимическими, петрографическими, изотопными и др. данными. В продолжение этой темы нами на востоке Тунгусской синеклизы изучены базиты пермотриаса двух участков – Ойгулдахский и Ыгыаттинский, расположенных, соответственно, на отрезке (100 км) автотрассы п. Чернышевский - п. Ойгулдах и верхнего течения р. Ыгыатта (150 км). В основном породы представлены долеритами и, реже, микродолеритами, относящимися, согласно Легенде Верхневилуйской серии листов [1], к катангскому интрузивному комплексу.

Согласно геохимической классификации $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ [2] носители намагниченности базитов пермотриаса относятся к титаномагнетитовой серии (рис. 1), что подтверждается результатами независимого дифференциального термомагнитного анализа. Следует отметить, что компонентный состав титаномагнетитов пермотриаса существенно отличается от титаномагнетитов среднепалеозойских базитов Вилуйской синеклизы, изученных на р. Ыгыатта.

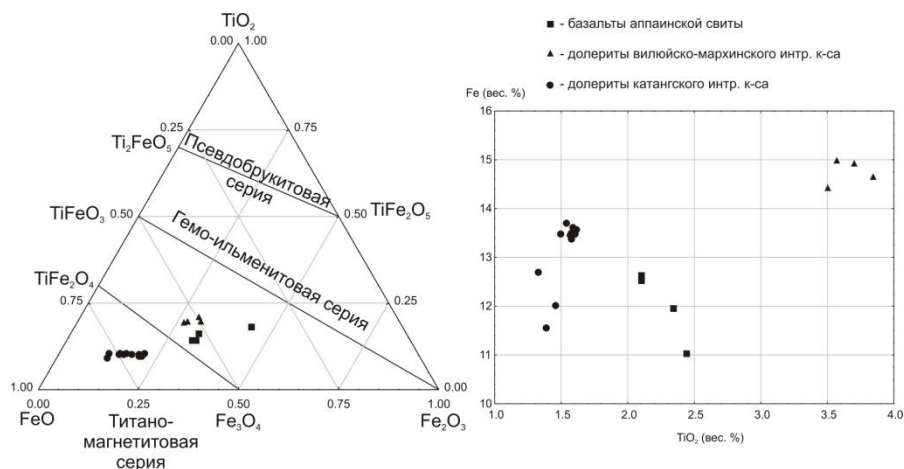


Рис. 1. Геохимическая характеристика минералов-носителей намагниченности базитов зоны сочленения Тунгусской и Вилуйской синеклиз.

Результаты палеомагнитных исследований представлены ступенчатыми лабораторными размагничиваниями температурой (рис. 2), выполненные согласно [3]. В основном для намагниченности изученных базитов характерен одно- или двухкомпонентный состав, в редких случаях – три компоненты. Однако сложность в интерпретации диаграмм Зийдервельда заключается в том, что, начиная с температур свыше $530\text{ }^{\circ}\text{C}$ образуется прямо противоположная компонента, которая может быть связана с эффектом самообращения [4]. Аналогичные результаты были установлены по траппам рр. Подкаменная Тунгуска и Котуй [5, 6]. Чем вызван эффект самообращения ЕОН в долеритах пока остается неясным (естественный или искусственный). Но если учитывать, что в Ыгыаттинском силле, который по петрофизическим, геохимиче-

ским и петрографическим данным является квазиоднородным телом, при нагреве возникает ЕОН положительного знака, то этот эффект техногенный (т. е. искусственный - возникает при превращениях титаномагнетитов в результате нагрева). Таким образом, к палеомагнитным (первичной природы) направлениям эту высокотемпературную компоненту вектора ЕОН относить не корректно. На ряде обнажений участка Ойгулдахский эта проблема пока остается открытой.

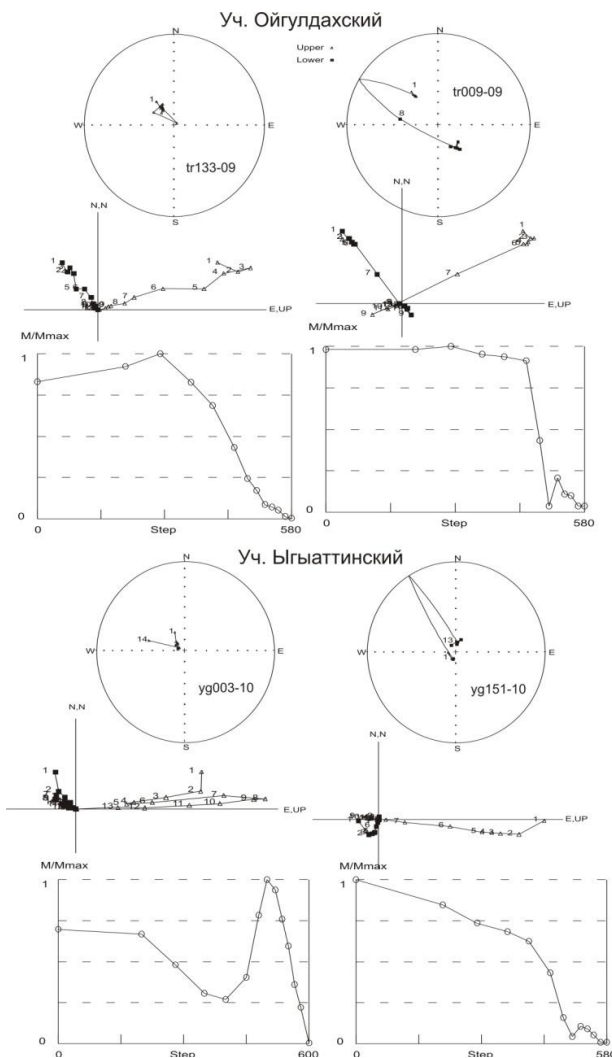


Рис. 2. Результаты ступенчатого размагничивания долеритов восточного борта Тунгусской синеклизы. Стереограмма: темные (светлые) кружочки – проекция векторов I_n на положительную (отрицательную) полушару. Диаграмма Зийдверelda: темные (светлые) кружочки – проекции I_n на горизонтальную (вертикальную) плоскость.

Таблица. Палеомагнитные направления и полюсы пермотриасовых базитов восточного борта Тунгусской синеклизы

№ пп	Участки	N	Палеомагнитное направление			Виртуальный геомагнитный полюс			fm, °
			Dcp, °	Jcp, °	k, ед./ α_{95} , °	Φ , °	Λ , °	dp/dm, °	
1	Ойгулдахский	19	79	83	85.7/3.6	63	143	6.9/7.0	76
2	Ойгулдахский	9	338	-80	32.2/9.2	45	123	16.9/17.6	70
3	Ыгыаттинский	12	272	-84	108.5/4.2	61	141	8.1/8.3	78

Примечания. N – количество сайтов, участвующих в статистике. Параметры группировки векторов характеристической ЕОН: склонение – Dcp, наклонение – Jcp, кучность – k и овал доверия – α_{95} . ВГП: широта – Φ , долгота – Λ , доверительные интервалы – dp/dm и палеоширота – fm.

По результатам компонентного анализа ЕОН базитов получены палеомагнитные направления и рассчитаны виртуальные палеомагнитные полюсы (табл., рис. 3). Согласно проведенным исследованиям изученные базиты не корректно относить к единому катангскому интрузивному комплексу. Полученные данные пополняют базу данных для разработки петромагнитной легенды базитового магматизма Сибирской платформы.

1. *Легенда Верхневилуйской серии Государственной геологической карты масштаба 1:200 000* / Под ред. Дукардта Ю.А. Мирный, 1986.
2. *Akimoto S. Magnetic properties of FeO-Fe₂O-TiO₂ system as a basis of rock magnetism / J. Phys. Soc. Japan, 1962, Supplem. B-1, v. 17.*
3. *Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П.* Палеомагнитология. - Л.: Недра, 1982. - 312 с.
4. *Трухин В.И., Жилева В.А., Курочкина Е.С.* Самообращение намагниченности природных титаномagnetитов / Физика Земли. 2004. № 6. С. 42-53.
5. *Веселовский Р.В., Галле И., Павлов В.Э.* Палеомагнетизм траппов долин рек Подкаменная Тунгуска и Котуй: к вопросу о реальности послепалеозойских относительных перемещений Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Физика Земли, 2003, № 10, с.78–94.
6. *Ганеев А.К., Грибов С.К.* Магнитные свойства интрузивных траппов Сибирской платформы с признаками самообращения естественной остаточной намагниченности / Физика Земли, 2008, № 10, с. 75-92.
7. *Van der Voo, R.* Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys, and Iapetus Oceans, Cambridge University Press, Cambridge. 1993. 411 p.
8. *Pavlov V.E., Courtillot V., Bazhenov M.L. et al.* Paleomagnetism of the Siberian traps: New data and a new overall 250 Ma pole for Siberia. Tectonophysics. 2007. V. 443. P. 72-92.

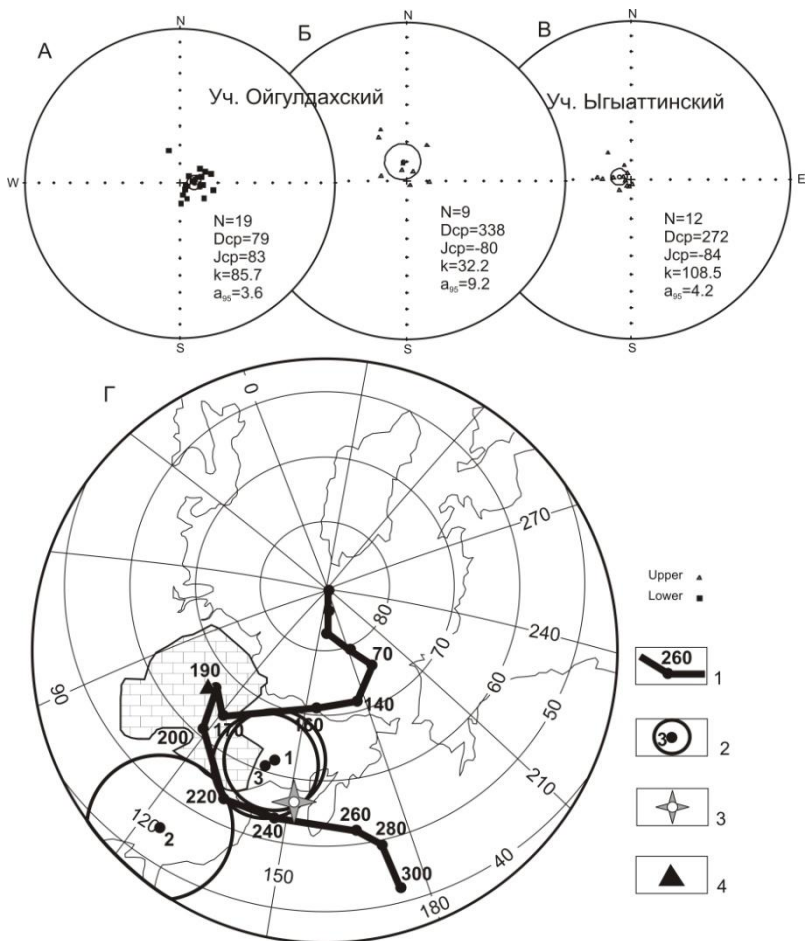


Рис. 3. Результаты палеомагнитных исследований базитов восточного борта Тунгусской синеклизы. А – В – направления характеристической (первичной) ЕОН по участкам (табл.). Г – виртуальные палеомагнитные полюсы согласно табл. 1 - интервал траектории кажущейся миграции полюса Сибирской платформы с указанием геологического возраста [7]; 2 - виртуальный палеомагнитный полюс с овалом доверия 95% (цифры - номера согласно табл.); 3 - средний полюс для пермо-триаса Сибирской платформы [8]; 4 - район исследований.

Палеомагнитное датирование кимберлитовых трубок Интернациональная, Удачная и Обнаженная (Якутская алмазоносная провинция)

Константинов К.М.^{1,2}, Кравчинский В.А.³, Бланко Д.³, Кабин К.⁴

¹ *Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», Мирный*

² *Институт земной коры СО РАН, Иркутск*

³ *Департамент физики, университет шт. Альберта, Эдмонтон, Канада*

⁴ *Департамент физики, Королевский военный колледж, Кингстон, Канада*

В продолжение развития методики палеомагнитного датирования кимберлитов Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) [1-4] мы изучили трубки Удачная (Западное и Восточное тела), Интернациональная и Обнаженная. По результатам ступенчатых лабораторных экспериментов и последующего компонентного анализа (рис. 1) получены кластеры направлений характеристических векторов ЕОН кимберлитов и вмещающих их пород (рис. 2) и рассчитаны палеомагнитные полюсы (табл.). Первичная природа векторов ЕОН трубки Удачная доказывается положительным тестом обжига. Полученные новые палеомагнитные полюсы статистически отличаются друг от друга и от траектории кажущейся миграции полюса (APWP) Сибири (рис. 3).

На основе количественного сравнительного анализа полюсов с сибирскими APWP [5, 6] мы оценили возраст кимберлитового магматизма с первичным намагничиванием и возрастом возможных событий перенамагничивания. Для того, чтобы найти расстояние оптимальной подгонки и определить палеомагнитный возраст были вычислены расстояния между проанализированным полюсом и каждым пунктом APWP [7]. Была оценена точность палеомагнитного датирования.

Главные процессы кимберлитообразования имели место в среднем палеозое (трубки Удачная-Западная и Удачная-Восточная), но есть также средне-мезозойские кимберлиты (трубка Обнаженная). Трубки Малоботуобинского района (Интернациональная и Мир) были вероятно повторно намагничены пермотриасовыми базитами Тунгусской синеклизы приблизительно 245 млн. лет. (см. так же статью Константинова К.М. и Артемовой Е.В. в этом сборнике).

Таблица. Палеомагнитные полюсы и возраста горных пород изученных трубок

№ пп	Объекты исследований	Координаты сайта		Палеомагнитный полюс		dm/dp, ° (A ₉₅)	N	fm, °	Палеомагнитный возраст (млн. лет)
		φ, °	λ, °	Ф, °	Λ, °				
1	Трубка Удачная-Восточная, кимберлиты	66.9	112.5	3.1	108.6	9.3/5.9 (7.4)	14 с	26.2±9.3	428±13
2	Трубка Удачная-Западная, кимберлиты			25.6	126.9	31.6/25.7 (28.5)	6 с		
3	Тест обжига (ВСТ)			-5.2	84.2	17.2/9.4 (12.7)	7 с		
4	Осадочные образования раннего ордовика			-16.7	106.2	6.4/3.3 (4.6)	21 о	6.3±6.4	перемагничивание
5	Трубка Интернациональная, кимберлиты	62.4	113.7	51.8	144.3	18.8/18 (18.4)	22 о		167.5±10.5
6	Трубка Обнаженная, кимберлиты	70.5	120.5	59.6	143.9	11.3/11.1 (11.2)	17 с	75.4±11.3	248±18

Примечания: N – количество образцов (о) или сайтов (с). φ и λ – широта и долгота объекта исследований. Палеомагнитный полюс: Ф – широта, Λ – долгота, dm/dp – доверительные интервалы, (A₉₅) – радиус круга доверия с вероятностью 95%, fm – палеоширота.

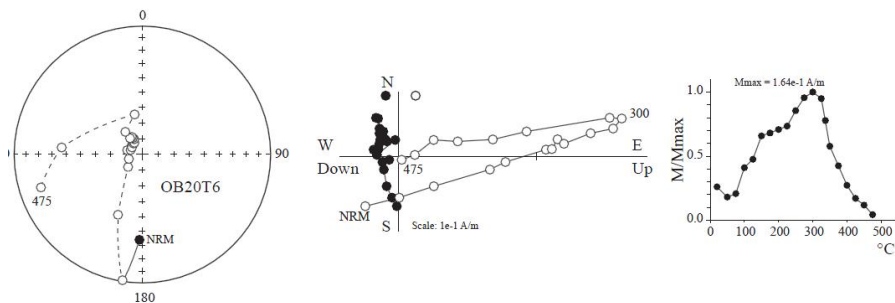


Рис. 1. (начало) Результаты ступенчатого размагничивания кимберлитов трубок (сверху вниз) Обнаженная, Удачная-Восточная, Удачная-Западная и Интернациональная. Стереограмма: темные (светлые) кружочки – проекция векторов **In** на положительную (отрицательную) полушферу. Диаграмма Зийдверельда: темные (светлые) кружочки – проекции **In** на горизонтальную (вертикальную) плоскость. Числа – величины физического воздействия (переменное магнитное поле или температура), разращающего исходную намагниченность образца.

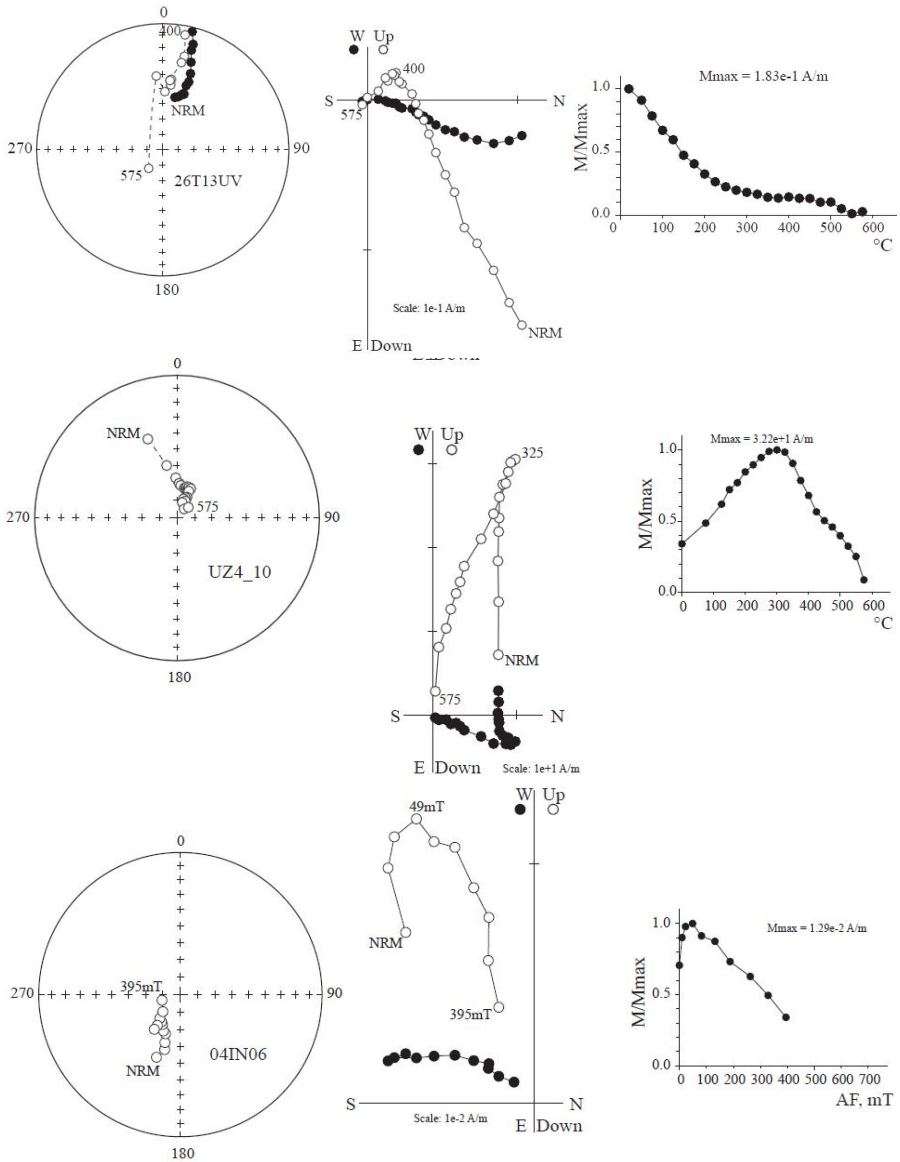


Рис. 1. (продолжение).

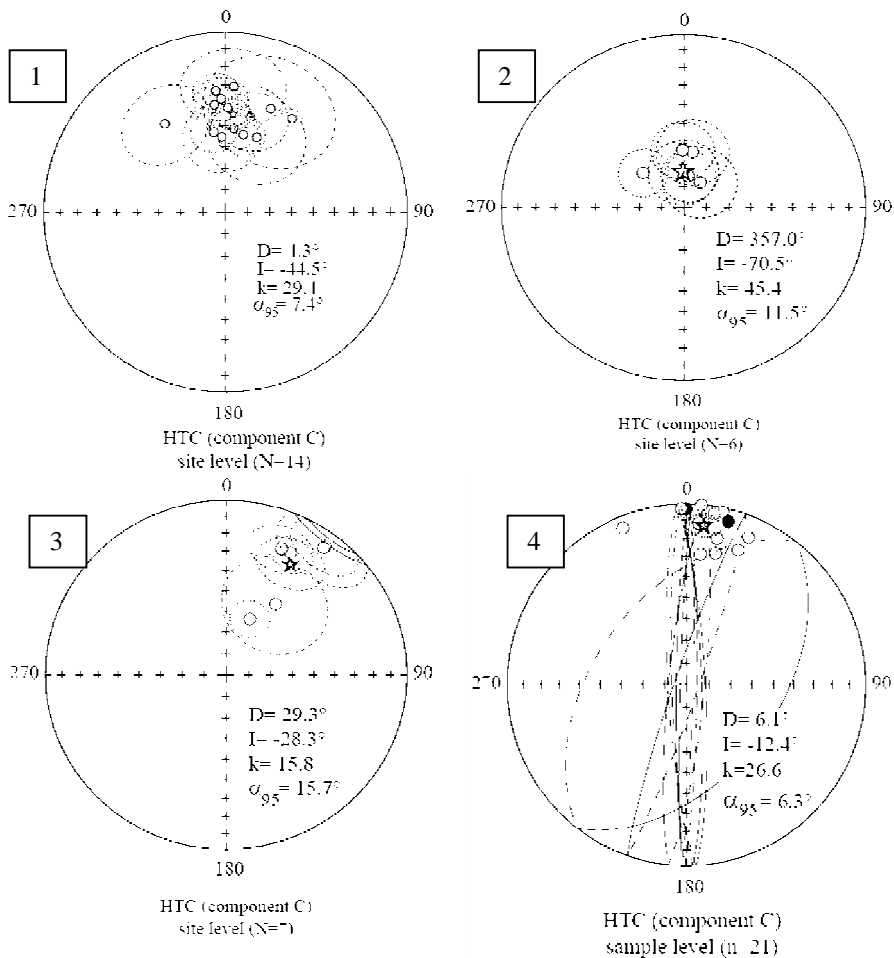


Рис. 2. (начало) Направления характеристических компонент векторов ЕОН кимберлитовых трубок (номера согласно табл.).

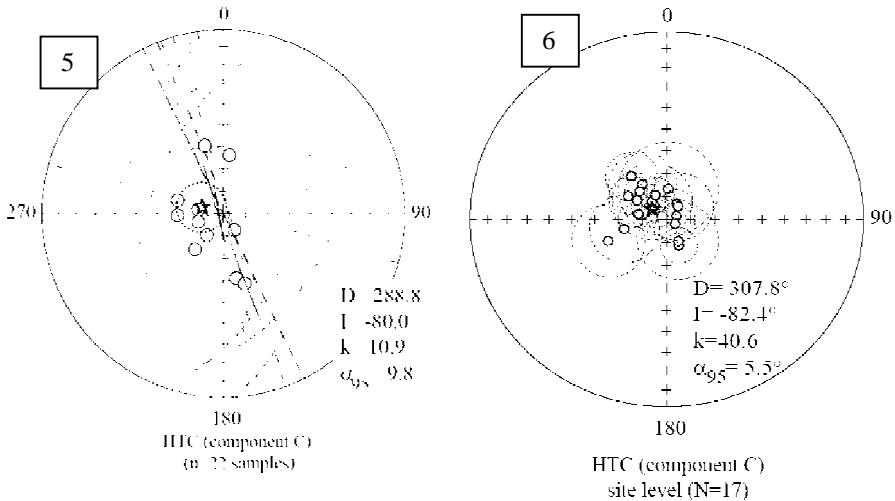


Рис. 2. (продолжение).

1. *Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M. 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), № 48. - P. 1-33.
2. *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.
3. *Константинов К.М.* Возраст естественной остаточной намагниченности кимберлитов Якутской алмазонасной провинции // *Наука и образование*, 2010, № 1 (57). С. 47-54.
4. *Константинов К.М., Стегницкий Ю.Б.* Позднесилурийская-раннедевонская естественная остаточная намагниченность кимберлитов и траппов Якутской алмазонасной провинции. Доклады АН. Т. 442, № 3, 2012. – С. 394-400.
5. *Cocks, L. R.M. and Torsvik, T.H.,* 2007, Siberia, The wandering northern terrane, and its changing geography through the Paleozoic: *Earth–Science Reviews*, 82, 29–74.
6. *Besse, J. and Courtillot, V.,* 2002, Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myrs: *Journal of Geophysical Research*, 107, 1–31.
7. *Kravchinsky V.A., Kabin K., Konstantinov K.M.* Paleomagnetic dating of kimberlites: Siberian assay. Joint Assembly Suppl., Abstract, 2004. 168 p.

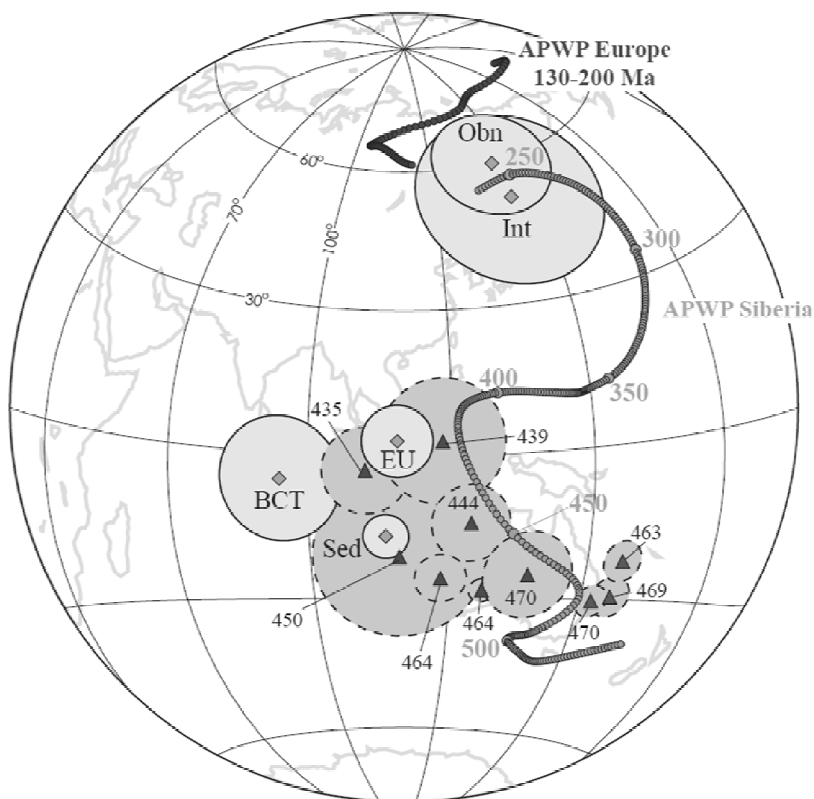


Рис. 3. Палеомагнитные полюсы изученных кимберлитовых трубок и отложений (ромбы), с их 95%-ым кругом доверия. Треугольники представляют полюсы Сибирской платформы между 430 и 470 млн. лет. APWP Siberian по [5]. APWP European по [6]. Obn – палеомагнитный полюс трубки Обнаженная; Int – палеомагнитный полюс трубки Интернациональная; EU – палеомагнитный полюс трубки Удачная-Восточная; BCT – палеомагнитный полюс теста обжига; Sed - палеомагнитный полюс отложений около трубки Удачная-Восточная.

Новые данные о палеомагнетизме интрузивных тел бодракского субвулканического комплекса Горного Крыма

Корнейко А.А.¹, Веселовский Р.В.^{1,2}

¹ Геологический факультет МГУ, Москва

² Институт физики Земли РАН, Москва

Введение Использование палеомагнитных данных для построения палеотектонических реконструкций Крыма резко ограничено, ввиду отсутствия чётко разработанной базы палеомагнитных определений. В работах Д.М.Печерского с соавторами [1,2] представлены результаты исследований

магматических и осадочных образований Горного Крыма, однако они, в большей степени, посвящены объектам, расположенным вдоль южного берега полуострова. В тоже время в пределах второй гряды Крымских гор широко развиты проявления многофазного интрузивного магматизма – дайки, силлы и штокообразные тела диоритов, внедрённые в толщу триасово-юрских пород и, согласно последним данным (ссылки в [3]), не испытавшие впоследствии существенных деформаций. Единичные палеомагнитные исследования этих объектов носили несистематический характер [4], хотя надёжные палеомагнитные данные по ним могут иметь большое значение для разработки новых или обоснования существующих моделей тектонической истории Крымского полуострова. Недавно были опубликованы результаты [5] палеомагнитных исследований среднеюрских лавовых комплексов и более молодых осадочных пород Первой и Второй гряд Крымских гор, показавшие ведущую роль горизонтальных движений в формировании горноскладчатого сооружения Крыма (согласно интерпретации автора публикации). Получение новых палеомагнитных определений по магматическим объектам Крыма особенно ценно, учитывая, что формирование магматических образований Крыма могло происходить в существенно разнесённые по времени стадии (с позднего триаса по среднюю юру), о чём свидетельствуют полученные недавно результаты трекового датирования цирконов из мезозойских терригенных комплексов Крыма [3].

Объекты и результаты исследований Для оценки перспективности интрузивных тел Качинского поднятия Горного Крыма, для получения среднеюрского (байосского) палеомагнитного полюса Крыма и построения в дальнейшем на его основе палеотектонических реконструкций, в 2010-2011 гг. мы провели рекогносцировочные исследования в долине р.Бодрак (Бахчисарайский район), в ходе которых были опробованы интрузивные и вулканогенно-осадочные породы байосского возраста. Полный список опробованных нами геологических объектов приведен в табл. 1 и на рис. 1. Для рекогносцировки нами также было опробовано одно интрузивное тело диоритов (шток?), вскрытое карьером у с. Соколиное, и расположенное в 25 км к Ю от основного района исследований. В карьерах Первомайский и Школьный образцы отбирались в двух сайтах, разнесенных друг от друга на первые десятки метров.

Обработка палеомагнитной коллекции проводилась в Институте физики Земли РАН и Петромагнитной лаборатории МГУ в соответствии со стандартной методикой [6]. Вся палеомагнитная коллекция была подвергнута температурным магнитным чисткам (максимальная температура чистки достигла 620°C, число шагов – 20) и, частично, чистке переменным магнитным полем (максимальная амплитуда поля – 100 мТ, число шагов чистки достигало 20). Измерение намагниченности образцов проводилось в экранированном с помощью колец Гельмгольца от внешнего магнитного поля пространстве на спин-магнитометре JR-6. Температурная чистка выполнялась в специальной немагнитной печи **TD48 (ASC Scientific)** с остаточным полем не более 10-20 нТ. Обработка измерений выполнялась при помощи пакетов программ Энки-

на [7] и Remasoft [8], использующих при выделении компонент намагниченности метод PCA [9].

Таблица 1. Объекты исследований и палеомагнитные направления.

N	Объекты	slat	slong	Палеомагнитные направления (географическая/ стратиграфическая СК)				
				n/N (S)	D	I	K	$\alpha 95$
1	Силл Короновского	44°46.858'	33°59.238'	16/15	213.8 168.3	-70.8 -20.3	101	3.8
2	Шток (старая каменоломня, овраг Шара)	44°46.447'	33°58.720'	12/10	35.8 358.7	59.4 14.5	23	10.3
3	дайка в 500 м от ост. Трудолобовка	44°47.472'	34°00.020'	12/10	48.3 351.6	69.9 24.2	36	8.2
4	Школьный карьер	44°49.735'	34°04.528'	8/7	358.6 339.7	69.9 12.0	20	14
5	Первомайский карьер*	44°46.777'	34°01.651'	12/11	111.6 348.6	68.8 45.4	30	8.5
6	Школьный карьер*	44°49.735'	34°04.528'	8/5	300.2 311.8	51.1 -4.7	46	11.4
7	Дайка, лев. борт долины р.Бодрак	44°45.192'	34°01.217'	10/4	359.4 348.3	50.5 -5.4	47	13.6
8	Туфопесчаники («бай-осский цирк»)	44°47.122'	33°59.270'	13/10	4.6 348.0	57.1 1.9	58	6.4
9	Силл Лебединского	44°45.191'	34°03.053'	9/6	21.2 350.2	64.4 12.5	20	15.5
10	Первомайский карьер	44°46.767'	34°01.718'	20/20	36.7 343.7	76.4 23.9	39	15.0
11	Интрузив (С окраина с.Соколиное)	44°33.425'	33°57.067'	13/9	40.3 354.4	65.6 19.6	15	13.8
12	Шток (заброшенный карьер в левом борту Мендерского оврага)	44°46.745'	33°59.529'	12/0	-	-	-	-
13	Дайка «на розовом поле»	44°46.652'	33°59.736'	12/0	-	-	-	-
14	Интрузив в с.Трудолобовка	44°47.062'	33°59.802'	8/0	-	-	-	-
	Среднее:	44°46'	34°00'	(9)	21.7 349.2	66.0 13.8	51	7.3

Координаты палеомагнитного полюса: Географическая СК: slat=44°46', slong=34°00', plat=74.7, plong=102.8, dp/dm=10/12, paleolat=48. Стратиграфическая СК: slat=44°46', slong=34°00', plat=51.1, plong=231.2, dp/dm=4/8, paleolat=7.

Примечания: ϕ, λ - широта и долгота места отбора образцов; N - количество образцов; D, I - склонение и наклонение палеомагнитного направления, K, $\alpha 95$ - кучность и радиус круга 95% доверия (параметры статистики Фишера); slat, slong - средние координаты района работ; plat, plong - широта и долгота палеомагнитного полюса; dp/dm - величины полуосей овала 95% доверия; paleolat - палеоширота района работ. Определения, помеченные «*», не учитывались при вычислении среднего палеомагнитного направления.

Магнитные чистки образцов изученных объектов выявили наличие в большинстве из них палеомагнитной записи хорошего качества. Естествен-

ная остаточная намагниченность большинства образцов является суммой двух компонент намагниченности: низкотемпературной (20-120°C) (она же низкокоэрцитивная – 1-5 мТ) вязкой природы и современного возраста, и наиболее стабильной характеристической компоненты (деблокирующие температуры до 620°C).

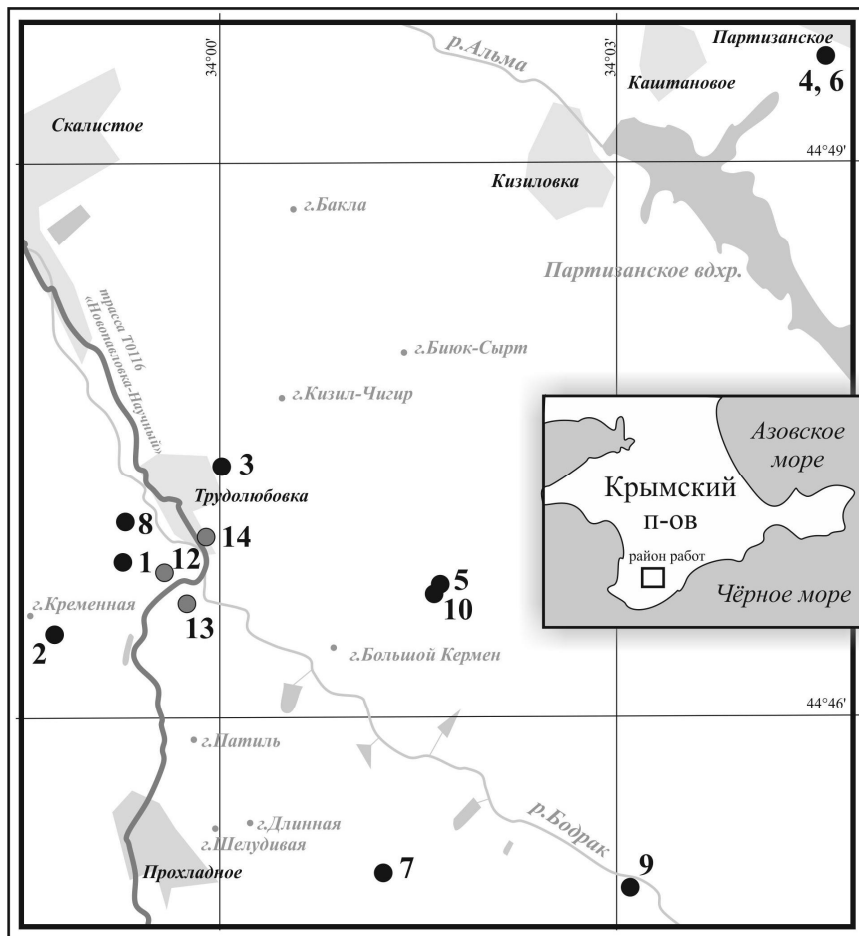


Рис. 1. Расположение исследованных объектов.

В восьми из девяти объектов, в которых возможно проведение компонентного анализа, стабильная компонента имеет прямую полярность (табл. 1). Среднее направление стабильной компоненты намагниченности сила Коронковского (1) имеет обратную полярность и антиподально среднему палеомагнитному направлению компоненты прямой полярности: тест обращения [10] пройден на уровне C ($\gamma/\gamma_c=7.4^\circ/24.4^\circ$). Среднее палеомагнитное направление, рассчитанное для 9 интрузивных тел и туфопесчаников на уровне

сайтов, приведено в табл. 1 и рис. 2. Средние палеомагнитные направления для двух сайтов (Школьный (6) и Первомайский (5) карьеры) расположены на сфере относительно далеко от довольно кучной группы направлений других сайтов, поэтому при вычислении общего среднего направления они не учитывались. Для объяснения причин наблюдаемого различия палеомагнитных направлений в соответствующих объектах необходимы дополнительные исследования.

Наличие биполярной компоненты намагниченности может рассматриваться как указание на первичность наиболее стабильной компоненты намагниченности интрузивных тел долины р.Бодрак. Кроме того, наличие противоположно направленных компонент намагниченности в расположенных друг от друга на расстоянии 300 м объектах (силл Короновского и туфопесчаники «байосского цирка»), позволяет предполагать отсутствие регионального перемагничивания в районе исследований.

Стратиграфическая система координат

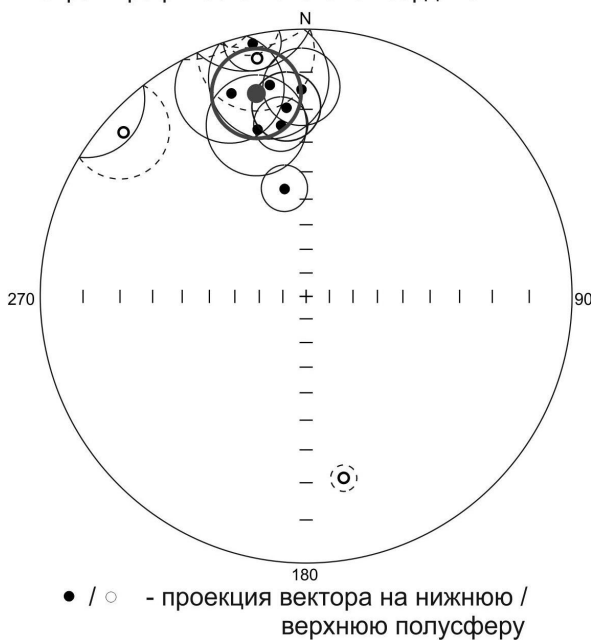


Рис. 2. Палеомагнитные направления изученных объектов и среднее палеомагнитное направление (темно-серый круг) с кругами 95%-го доверия.

Обсуждение результатов Совпадение направлений стабильной компоненты намагниченности в субвулканических телах и туфопесчаниках бодракской свиты (обнажение «байосский цирк») позволяет говорить о том, что внедрение этих тел происходило до дислокации вулканогенно-осадочной толщи. На настоящий момент мы не можем полностью исключить из рассмотрения возможность перемагничивания бодракской свиты после её дис-

локации, но до внедрения силла Короновского, однако этот сценарий видится нам маловероятным в силу отсутствия видимых источников такого перемагничивания. Из отмеченного совпадения направлений стабильных компонент намагниченности в изученных объектах также следует, что все исследованные интрузивные тела принадлежат единому тектоническому блоку, который был дислоцирован в послебайосское время. Степень дислокации определяется средними элементами залегания бодракской свиты в обнажении «байосский цирк» (азимут падения СЗ 330, угол падения 60).

Палеомагнитный полюс, отвечающий среднему палеомагнитному направлению изученных тел в стратиграфической системе координат (табл. 1), также находится в непосредственной близости от области распределения позднеюрских-раннемеловых полюсов Крыма, полученных О.Б.Ямпольской [11] и Д.М.Печерским [2], однако значимо отличаясь от них. При этом следует отметить, что в отличие от позднеюрских и раннемеловых палеомагнитных полюсов, единичные известные среднеюрские полюсы Крыма имеют значительный разброс по земному шару, что не позволяет, на настоящий момент, провести корректное вычисление среднего палеомагнитного полюса, отвечающего средней юре.

Выводы Таким образом, результаты данной работы позволяют говорить о перспективности большинства из изученных объектов для детальных палеомагнитных исследований. По среднему палеомагнитному направлению изученных тел рассчитан новый палеомагнитный(?) полюс Крыма, отвечающий байосскому времени. Полученные данные свидетельствуют о том, что интрузивные тела бодракского субвулканического комплекса находятся в нарушенном залегании и их дислокация определяется залеганием туфопесчаников бодракской свиты.

Благодарности Авторы искренне благодарны В.В.Юдину за консультации и помощь в выборе объектов исследования, а также В.Ю.Водовозову и И.В.Федюкину за помощь в проведении полевых работ.

1. Печерский Д.М., Диденко А.Н., Сафонов В.А. и др. Петромагнитная и палеомагнитная характеристика среднеюрского вулканизма Горного Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №3. С. 85-104.
2. Печерский Д.М., Сафонов В.А. Палинспастические реконструкции положения Горного Крыма в средней юре – раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. №1. С. 96-105.
3. Соловьёв А.В., Рогов М.А. Первые трековые датировки цирконов из мезозойских комплексов полуострова Крым // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. №3. С. 74-82.
4. Юдин С.В. Палеомагнитные исследования среднеюрских образований Горного Крыма // Вестник СПбГУ. 2007. Сер. 7. Геология. №1. С. 21-31.
5. Meijers, M.J.M. Tethyan evolution of the Black Sea region since the Paleozoic: a paleomagnetic approach // *Geologica Ultraiectina*, Volume 319. 2010. 247 pp.
6. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982, 312 с.

7. *Enkin R.J.* A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. // Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994. P.16.
8. *Chadima, M., Hroudá, F.* 2006. Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Géophysiques*, XXVII, 20-21.
9. *Kirschvink, J.L.* The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data. // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1980. V.62. P.699-718.
10. *McFadden P.L., McElhinny M.* Classification of reversal test in paleomagnetism. // *Geophys. J. Int.* 1990. V.103. P. 725-729.
11. *Ямольская О.Б., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Пименов М.В., Никульшин А.С.* Палеомагнитный разрез нижнего мела юго-западного Крыма // *Вестник МГУ. Сер. 4.* 2006. Геология. № 1. С. 3-15.

Археомагнитные исследования образцов Болгарского городища

Косарева Л.Р.¹, Гильманова Д.М.¹, Спассов С.², Хасанов Д.И.¹

¹ *Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань*

² *Institut Royal Meteorologique de Belgique, Centre de Physique du Glob*

Город Болгар возник в X веке, как город первого на Волге средневекового государства Волжско-Камской Булгарии. После завоевания государства монгольским ханом Батыем город становится столицей Булгарии как провинции Монгольской империи Улуса Джучи. Болгар просуществовал как столица до середины 15 века. В период существования города как столицы произошел расцвет развития ремесел: гончарного производства, производства чугуна (Болгары изобрели чугун на 60 лет раньше, чем немцы), резьбы по камню, ювелирного искусства; развивается самобытная архитектура, культовое зодчество, общественные постройки (бани). В это время Болгар был многоконфессиональным и многонациональным городом. На улицах города можно было встретить и монгола, и армянина, и китайца, и норвежца, и венгра... В связи с этим изучение Болгара является актуальной задачей по восстановлению культурных особенностей древнего поселения.

В рамках данного проекта были исследованы два объекта. Первый объект – остатки очага, второй – остатки печи для обжига извести. Предварительные исследования показали, что материал, из которого сложены остатки очага подвергся значительным внешним воздействиям. В связи с этим выделить древнюю компоненту намагниченности не удалось. Второй объект представленный обожженными глинами может представлять интерес, с точки зрения археомагнитного датирования.

Методика исследования включала в себя:

1. Температурную чистку образцов до 350°C.
2. Измерение намагниченности, наклонения и склонения вектора намагниченности.
3. Измерение магнитной восприимчивости.
4. Измерение температурной зависимости (до 800°C) остаточной (I_r), индукционной (I_i), естественной (I_n) намагниченностей.

5. Чиста образцов переменным магнитным полем на криомагнитометре (изменение поля от 0 до 140 мТл, с шагом чистки 5, 10 и 20 мТл).

На рисунке 1 приведены примеры температурной зависимости естественной и остаточной намагниченности. На данных примерах видно, что при температуре свыше 600°C вектор намагниченности изменяет свое направление. Таким образом, существует возможность выделения древней компоненты намагниченности и археомагнитного датирования объекта.

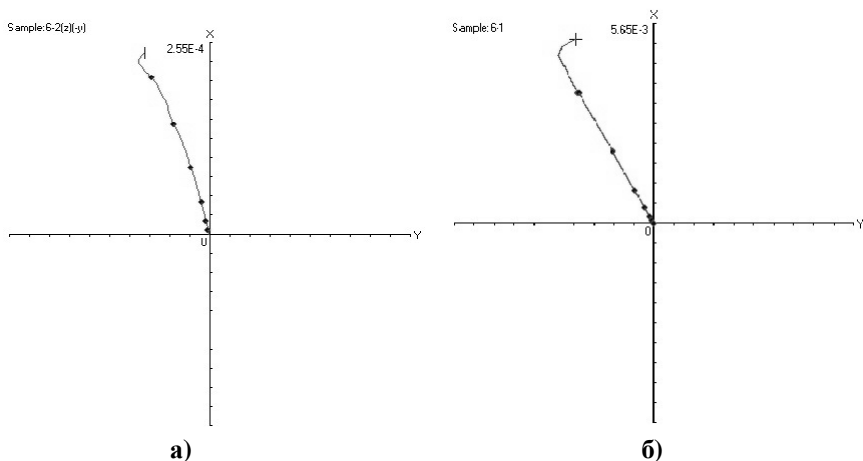


Рис. 1. а) Зависимость I_n от температуры в плоскости X-Y. Образец 6.2
б) Зависимость I_r от температуры в плоскости X-Y. Образец 6.1.

Измерение намагниченности, наклонения и склонения вектора намагниченности проводилось на спин-магнитометре JR-4, а так же Симо Спассовым на криогенном магнитометре в Бельгии (рисунок 2). Измерение магнитной восприимчивости на капнометре KLY-1.

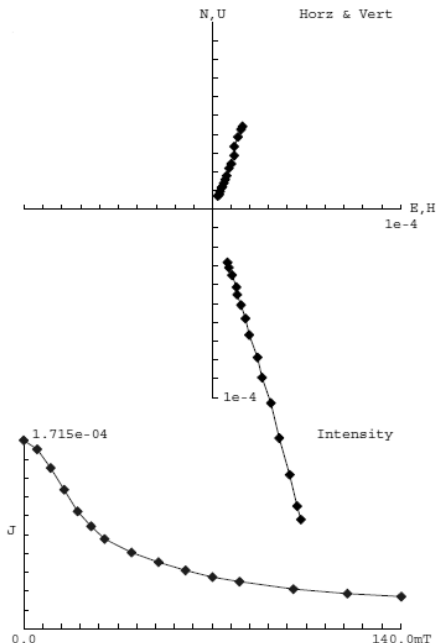


Рис. 2. Кривые размагничивания переменным магнитным полем. Образец b06-0.

Из таблиц 1 и 2 видно, что чистка образцов до 350°C практически не дает результатов. Это подтверждает предыдущие выводы о необходимости магнитной чистки образцов при температуре выше 600°C. Данный факт связан с тем, что носителем древней компоненты намагниченности является гематит. Присутствие этого минерала диагностируется на диаграмме термомагнитного анализа (Рис. 3) по точке Кюри 650°C.

Таблица 1. Результаты палеомагнитного анализа после нагрева образца до 150°C.

№ образца	Намагниченность $\times 10^{-3}$ А/М	Наклонение Град.	Склонение Град
3b	286.135	65.6	351.3
6-1b	168.555	71.1	0.5
6-2b	166.470	72.8	6.4

Таблица 2. Результаты палеомагнитного анализа после нагрева образца до 350°C.

№ образца	Намагниченность $\times 10^{-3}$ А/М	Наклонение Град.	Склонение Град
3b	224.418	67.9	350.1
6-1b	120.964	71.9	1.5
6-2b	113.540	72.0	2.5

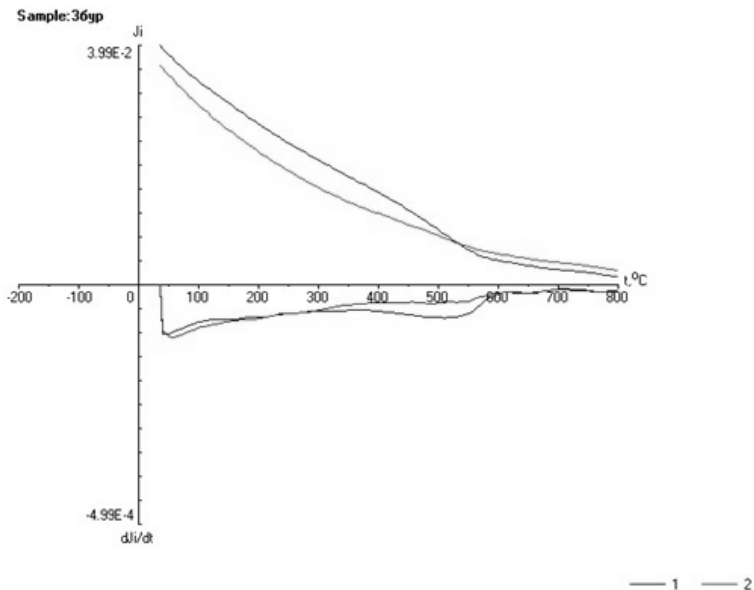


Рис. 3. Диаграмма термомагнитного анализа. Образец 3.

В первом приближении образцы древней болгарской печи были продатированы учитывая кривые склонения и наклонения, полученные для территории Украины, Болгарии и Венгрии [1, 2]. Результаты укладываются в довольно широкий диапазон (от 1.1 до 1.6 тыс.лет). Однако наиболее вероятным временем датирования печи является 11 век. Полученные данные сопоставлены с историческими, но требуют дополнительного изучения и глубокого анализа.

Дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА) образцов болгарской керамики Методом ДТМА исследовано 84 черепка глиняной посуды. Все образцы были разделены на семь групп по морфологии кривых, основным критерием было отношение величины намагниченности после нагрева к исходной (I_2 / I_1). Первые три выделенных группы можно рассматривать как подгруппы одной (магнетитсодержащие красноцветные образования, с включениями маггемита и тонкодисперсного гематита), возможно даже объединяемой общим источником сырья, но с разной вторичной историей их нахождения в природной среде. Четвертая группа образцов отличается от всех относительно высокой термической стабильностью во всем диапазоне нагрева. Есть все основания предполагать относительно высокотемпературный (>800°C) обжиг этих образцов в прошлом (рисунк 4). Образцы пятой группы черепков явно имеют другой сырьевой источник: в их составе обнаружено присутствие сидерита в ассоциации с лепидокрокитом, который в природе, как правило, формируется по сидериту. Шестая группа образцов объединяет черепки керамики, в фазовом составе железосодержащих примесей которых хорошо диагностируются магнетит, маггемит и небольшое ко-

личество лепидокрокита (рисунок 5). Фиксация маггемита в пробах говорит о низкотемпературных нагревах (не более $>200^{\circ}\text{C}$), при которых он мог сформироваться. Седьмая группа образцов керамики также имеет, скорее всего, свой источник сырья – это анкеритсодержащая глина. Анкерит диссоциирует при температурах порядка $740-760^{\circ}\text{C}$ и при первом нагреве себя никак не проявляет. Данное обстоятельство может свидетельствовать об отсутствии обжигов выше этих или несколько меньших температур.

Таким образом, термомагнитные исследования черепков керамических изделий из раскопов Болгарского поселения позволяют сделать следующие предварительные выводы:

1. Имелось как минимум три источника сырья различного состава для изготовления керамики – скорее всего монтмориллонитовая глина для основной части изделий, сидерит- и анкеритсодержащие глины.
2. Совместный анализ термомагнитных кривых первого и второго нагревов позволяет оценить (на данном этапе – с большой долей осторожности) возможные температуры отжига керамических изделий и по этому признаку провести их классификацию.

Sample: вд-2-2-11, 2ser-1, 2ser-9, 19(1)

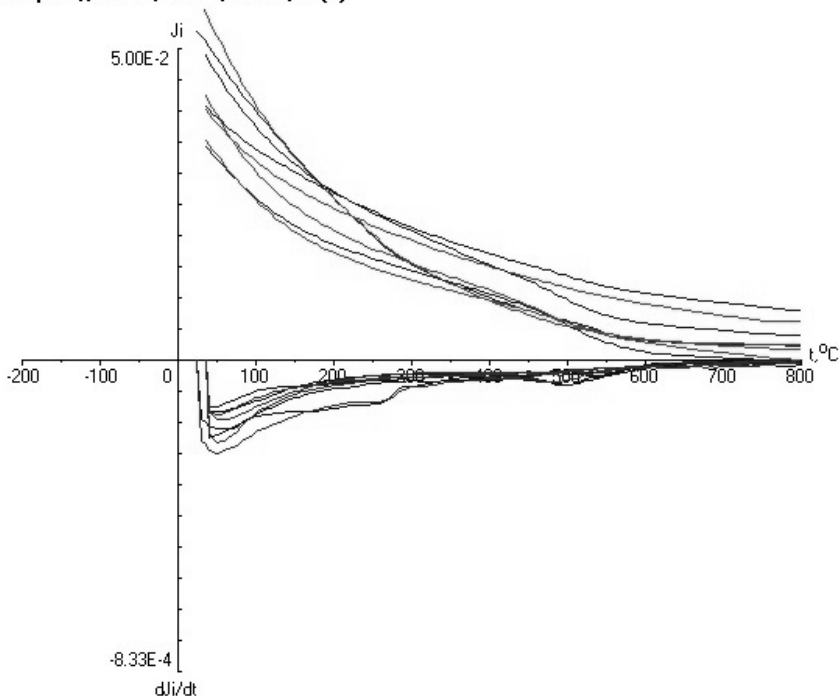


Рис. 4. Интегральные(сверху) и дифференциальные(снизу) кривые термомагнитного анализа для четвертой группы образцов.

Sample: вд-2-43-11, 2ser-52, 11, 15

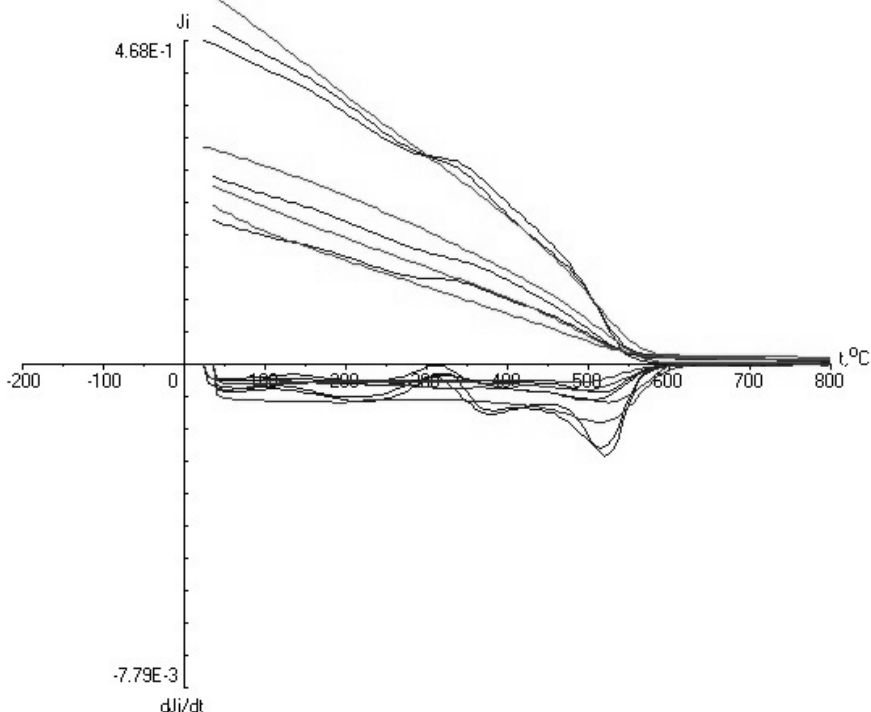


Рис. 5. Интегральные (сверху) и дифференциальные (снизу) кривые термомагнитного анализа для шестой группы образцов.

1. *L. Daly, M. Le Goff.* An updated and homogeneous world secular variation data base. 1. Smoothing of the archaeomagnetic results / *Phys. Earth Planet. Inter.* 1996, p. 159-190.
2. *Т. Б. Нечаева.* Построение и анализ кривых вариаций наклоения и напряженности геомагнитного поля для Украины. «Тезисы докладов на VIII Всесоюзной конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму», 1970.

Палеомагнитные и петромагнитные исследования Каларского и Геранского автономных анортозитовых массивов

Косынкин А.В., Диденко А.Н., Песков А.Ю.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск

Одной из фундаментальных проблем тектонической науки является восстановление истории развития земной коры в прошлом. Обилие реконструкций континентальной литосферы, часто значительно различающихся, свидетельствует о необходимости привлечения к анализу, помимо геологических, дополнительных данных, с помощью которых можно более определенно судить о положении включаемых в построение объектов.

Анортозитовые массивы, связанные с формированием раннедокембрийских подвижных зон земной коры, широко развиты в восточной части Азии, вдоль юго-восточной окраины Северо-Азиатского докембрийского кратона. Изучением автономных анортозитовых массивов ученые различных научных направлений начали заниматься еще в середине прошлого столетия (Богатилов, Анортозиты Земли и Луны, 1984; Богатилов, 1979; Богатилов, Биркис, 1973; Бучко, 2010; Ларин, 2008; Ленников, 1979; Панских, Суханов, 1982; Суханов, 1984, 1988; Михайлова, 1986). Благодаря этому собрано большое количество геологических, геохимических и геохронологических данных по автономным анортозитам Алдано-Станового щита, в пределах которого можно выделить несколько основных анортозитовых комплексов (Рис. 1):

1) позднеархейский каларский, анортозиты которого локализованы в зоне сочленения Алданского блока и Джугджуро-Становой складчатой области (2.65 до 2.60 млрд. лет (Сальникова и др., 2004; Ларин, 2008));

2) раннепротерозойский древнеджугджурский, входящий в состав онорогенного Билякчан-Улканского вулканоплутонического пояса, "сшивающего" раннедокембрийские тектонические структуры юго-восточной части Сибирской платформы (1.73 млрд. лет (Неймарк и др., 1992; Ларин, 2008));

3) также незначительные проявления анортозитового магматизма Верхнеундытканский (1.9 млрд. лет (Суханов и др., 1991) и Кенгурак-Сергачинский (1.86 млрд. лет (Бучко и др., 2006) массивы.

Анортозитовые массивы Алдано-Станового щита в геологическом, геохронологическом и геохимическом отношениях достаточно хорошо изучены, чего нельзя сказать об их петромагнитном и, особенно, палеомагнитном исследовании. На сегодня имеется всего лишь одна палеомагнитная работа Н.П. Михайловой с соавторами [1], посвященная анортозитовым массивам Дальнего Востока (палеомагнитные данные представлены только для Сехтагского и Геранского массивов). Материалы этого изучения затем были опубликованы в одном из разделов монографии [3], значительная часть которой посвящена исследованию анортозитов Украинского щита. Так как сведения о петромагнитных, а особенно палеомагнитных характеристиках анортозитов данных массивов существенно ограничены, а иногда вообще отсутствуют, это делает невозможным всестороннее решение проблемы анортозитового магматизма, что в свою очередь имеет большое значение для установления специфики эволюции магматизма на ранних этапах развития Земли.

Целью работы было комплексное палеомагнитное, петромагнитное и геолого-геофизическое исследование крупнейших массивов Восточно-Азиатского анортозитового пояса – Геранского и Каларского массивов. В 2009-2010 г. проведены экспедиционные работы и отобраны коллекции ориентированных образцов анортозитов и габбро-анортозитов Геранского массива и Куранахской части Каларского массива для петро- и палеомагнитных, геохимических и геохронологических исследований.

Целью работы было комплексное палеомагнитное, петромагнитное и геолого-геофизическое исследование крупнейших массивов Восточно-Азиатского анортозитового пояса – Геранского и Каларского массивов. В

2009-2010 г. проведены экспедиционные работы и отобраны коллекции ориентированных образцов анортозитов и габбро-анортозитов Геранского массива и Куранахской части Каларского массива для петро-, палеомагнитных, геохимических и геохронологических исследований.

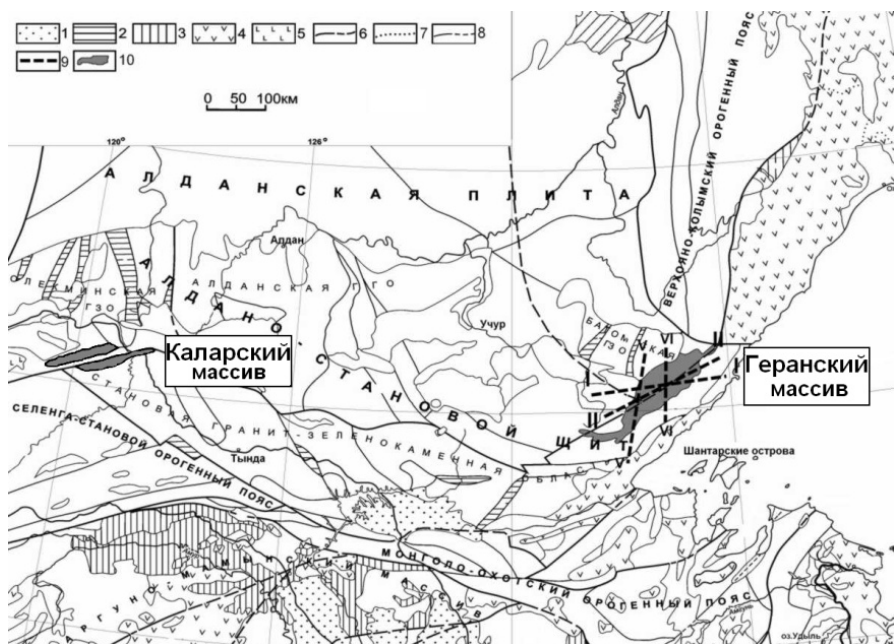


Рис. 1. Карта тектонического районирования области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов (1 – молодые платформы; 2 – зеленокаменные пояса; 3 – краевые прогибы; (4-5) – вулканические пояса, зоны, впадины; 4 - кислого и среднего состава, 5 – основного; (6-8) границы: 6 – главных тектонических элементов, 7 – прочих, 8 – второстепенных, 9 – профиля, 10 – Геранский массив)

Проведено детальное петромагнитное изучение образцов отобранных коллекций. По данным терромагнитного анализа основным носителем магнетизма в изучаемых породах является катион-дефицитный магнетит. Перед температурной чисткой у всех образцов была измерена начальная магнитная восприимчивость на каппамоете MFK1-FA в 15 положениях и рассчитаны ее полные эллипсоиды. Коэффициент анизотропии начальной магнитной восприимчивости анортозитов находится в пределах от 0 до 25%, большая часть образцов коллекции в интервале 0-7%, тип анизотропии анортозитов невыраженный.

Для палеомагнитных исследований образцы коллекции были подвергнуты ступенчатой температурной чистке от 100 до 620 °С в немагнитной электропечи. Всего на интервал от комнатной температуры до 620 °С приходилось не менее четырнадцати шагов ступенчатой чистки. Измерения остаточной намагниченности проводились на спин-магнитометре JR-6A. Для выделения

компонент NRM каждого образца использовались компьютерные программы компонентного анализа с иллюстрацией результатов на диаграммах Зийдервельда и стереограммах.

Образцы большей части коллекции показали удовлетворительную палеомагнитную стабильность. При компонентном анализе NRM образцов уверенно выделяется высокотемпературная компонента намагниченности: для Геранских анортозитов в интервале температур $500\div 595\text{ }^{\circ}\text{C}$, для Каларских в интервале температур $580\div 610\text{ }^{\circ}\text{C}$. Направление высокотемпературной компоненты NRM большинства образцов располагается на стереограмме в 3 квадранте (древние координаты). Низко- и среднетемпературная компоненты представляют собой наложение современной компоненты геомагнитного поля на первичную намагниченность.

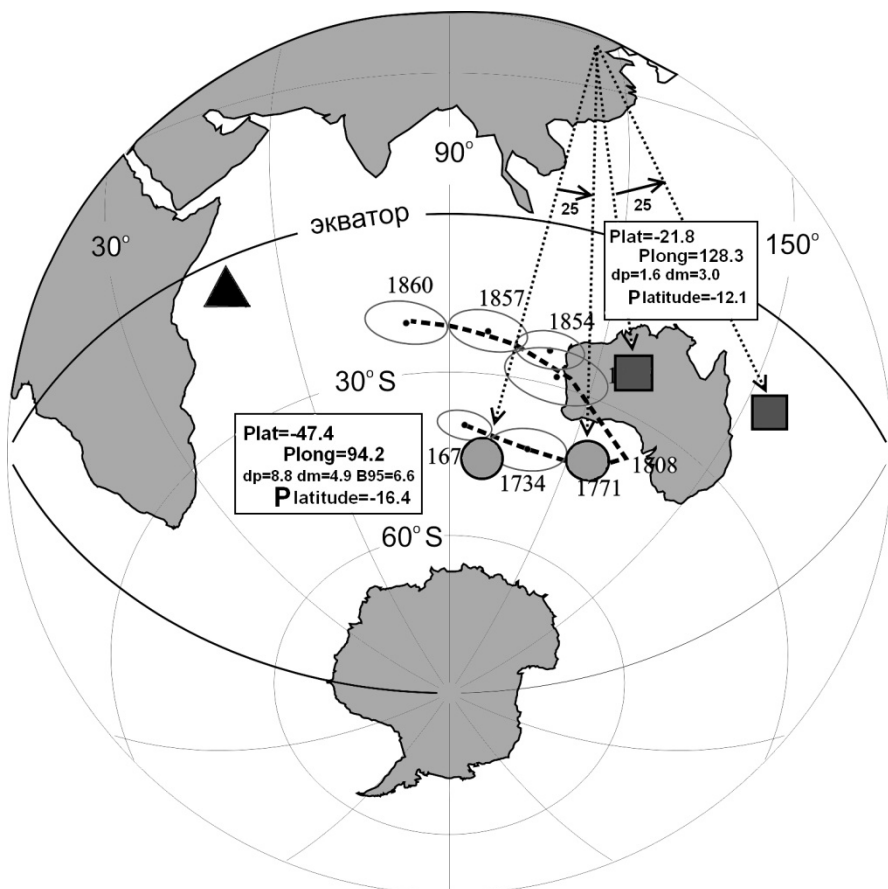


Рис. 2. Сравнение полученных палеополусов с кривой кажущейся миграции полюса Сибири на конец палеопротерозоя. (круг – полюс, полученный нами по Каларским анортозитам, квадрат – полюс, полученный по Геранским анортозитам, треугольник – полюс, полученный по Геранским анортозитам Н. П. Михайловой [3])

По палеомагнитно стабильным образцам рассчитаны виртуальные геомагнитные полюса (VGP) для анортозитов Геранского (Plat= -21.8°, Plong=128.3°, dp=1.6°, dm=3.0°, B95=2.2°, paleolatitude=-12.1°) и Каларского (Plat=-47.4°, Plong=94.2°, dp=8.8°, dm=4.9°, B95=6.6°, paleolatitude=-16.4°) массивов. Полученные палеомагнитные полюса (Рис.2) сопоставлены с траекторией кажущейся миграции полюса Сибирского кратона на вторую половину палеопротерозоя [2], а также с полюсом, полученным по Геранским анортозитам Н.П. Михайловой с соавторами [1].

Полученные палеомагнитные полюса для анортозитов Геранского массива не совпадают с ТКМП Сибири на вторую половину палеопротерозоя [2]. Это позволяет утверждать, что массив, на время образования высокотемпературной компоненты NRM, не был тектонически когерентен Сибирскому кратону.

В ходе работы на основе интерпретации геофизической, геологической и петрофизической информации построена геолого-геофизическая модель изучаемой территории, согласно которой Геранский массив представляет, вероятно, пластину мощностью 6-8 км, не имеющую корней, и относится к массивам аллохтонного типа [4,6].

Сравнение полученного палеомагнитного полюса по Каларским анортозитам, показывает, что полученный полюс совпадает с траекторией кажущейся миграции полюса Сибири для конца палеопротерозоя [2] на время приблизительно 1780 млн. лет. Возраст формирования пород Каларского массива оценивается в интервале 2.65-2.60 млрд. лет (Сальникова и др., 2004; Ларин, 2008), что не согласуется с полученным нами палеомагнитным полюсом. Это может означать, что время приобретения высокотемпературной компоненты естественной остаточной намагниченности анортозитов Каларского массива не соответствует времени образования самих пород, т.е. породы массива претерпели существенные изменения, прежде всего термальные, после своего образования. Время этого вторичного воздействия на породы могло произойти в интервале 1790-1770 млн. лет. Дальнейшие петро- и палеомагнитные, петрологические, и геохимические исследования данной коллекции образцов позволят определить природу высокотемпературной намагниченности каларских анортозитов и сделать окончательный вывод.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (проект № 12-1-0-08-004) и РФФИ (проекты №№ 12-05-00088а, 12-05-91158-ГФЕНа).

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 Чуньцзин и др. Тектоника, глубинное строение, металлогения Центрально - Азиатского и Тихоокеанского поясов // Объяснительная записка к тектонической карте, масштаб 1:1500000., 2005, 264с.
6. Косынкин А.В. Глубинное строение и палеомагнетизм анортозитов Геранского массива. Вестник ДВО РАН. – Владивосток: Дальнаука, 2011. -3: -стр. 117-121. ISSN0869-7698

Поведение геомагнитного поля в средней юре – олигоцене

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

ГО «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Некоузский район, Ярославская область

Исследование статистических свойств распределений длительностей полярных интервалов и значений напряженности древнего геомагнитного поля позволяет делать обоснованные предположения о состоянии магнитоактивной среды, в которой происходила генерация геомагнитного поля. Кроме того, результаты определений палеонапряженности можно использовать при поиске аналогий поведения геомагнитного поля с другими природными процессами. Попытки статистического анализа данных о полярности геомагнитного поля неоднократно предпринимались в процессе совершенствования шкал полярности, например [1-3]. В настоящей работе проводится статистический анализ данных напряженности геомагнитного поля, полученных по осадочным породам.

Для определения палеонапряженности юры - мела нами использовались коллекции образцов осадочных пород из опорных разрезов Русской плиты и прилегающих территорий. Эти коллекции, собранные совместно палеонтологами и палеомагнитологами, были использованы ранее для био- и магнитостратиграфических построений, например, [4, 5]. Данная работа является продолжением этих комплексных стратиграфических исследований. Результаты определений палеонапряженности по осадочным породам юры - мела ранее были опубликованы в работах [6, 7]. Данные об изменениях напряженности геомагнитного поля в палеогене получены по материалам, предоставленным нам А.Б. Богачкиным [8]. Описание методики, используемой для определения палеонапряженности по осадочным породам, приведено в [9]. Для калибровки палеонапряженности юры - мела использовалось переосаждение. Калибровка данных о поведении палеонапряженности палеогена проведена с использованием базы данных PINT10 [<http://www.geo.uu.nl/~forth/Software/PINT08/PINT08.htm>].

Как видно из Рис. 1, напряженность геомагнитного поля юры-палеогена изменялась хаотически. Тем не менее, в ее поведении можно обнаружить некоторые особенности, свойственные отдельным геологическим эпохам. Например, в эпохи средней и верхней юры вариации палеонапряженности, в основном, происходили с малой амплитудой. Среднее значение палеонапряженности юры составило $0.4H_0$. В раннем мелу амплитуда вариаций и средние значения палеонапряженности возросли. Незначительный рост палеона-

пряженности продолжился в позднем мелу и в начале палеогена (датский - лютетский века). Средние значения палеонапряженности в этих интервалах составили в среднем $0.74H_0$, $0.82H_0$ и $0.9H_0$, соответственно. В конце палеогена (бартонский - хаттский века) средние значения и амплитуда вариаций палеонапряженности уменьшились по сравнению с мелом и началом палеогена. В соответствии с изменениями амплитуды вариаций палеонапряженности (Рис. 1) мы условно разделили палеоген на две части: начало (датский - лютетский века) и конец (бартонский - хаттский века).

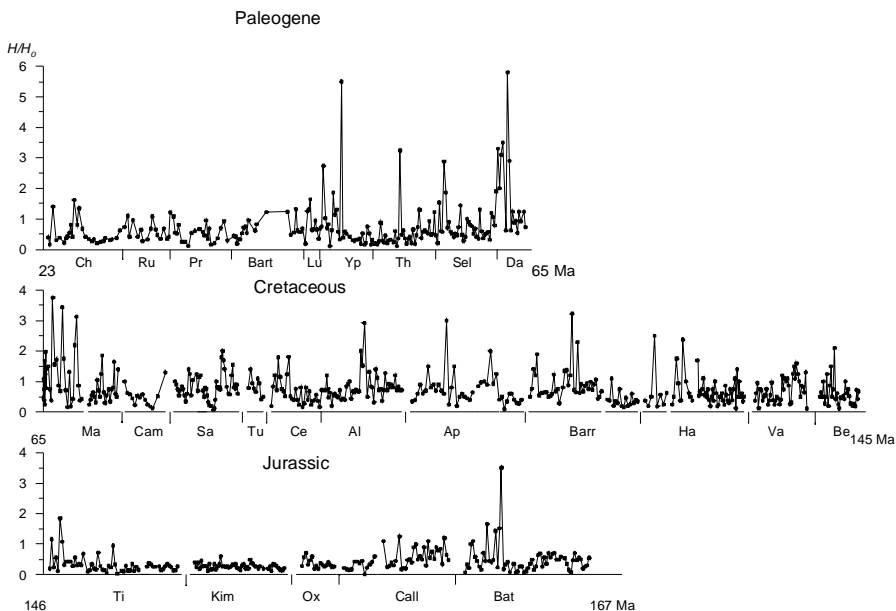


Рис. 1. Динамика изменений напряженности геомагнитного поля в интервале (167 - 23) Ма. Ниже оси абсцисс указана принадлежность фрагментов палеонапряженности геологическим векам согласно определениям, выполненным в работах [4, 5, 8].

В мелу и в начале палеогена происходили значительные (в несколько раз превышающие средние значения) всплески палеонапряженности. В одном геологическом веке могли иметь место 1 - 2 всплеска палеонапряженности, между которыми отмечались интервалы спокойного геомагнитного поля. В юре и в конце палеогена вариации палеонапряженности происходили, в основном, с относительно небольшой амплитудой (в пределах $0.5H_0$). Пока единственный значительный всплеск палеонапряженности обнаружен нами в конце бата.

На Рис. 2а, б показано распределение значений палеонапряженности, соответствующее различным интервалам геологического времени. В правой части Рис. 2 приведены аппроксимации накопленных распределений палеонапряженности степенной и экспоненциальной функциями (Рис. 2б). Аппроксимация выполнялась в интервалах $x > x_0$, где x_0 - модальное значение

палеонапряженности. Из Рис. 2 видно, что модальные значения и амплитуда вариаций палеонапряженности (протяженность “хвостов”) возрастали от юры к мелу и убывали от начала палеогена к концу палеогена. При этом вид функций, которыми аппроксимируются эти данные, также изменялся в зависимости от рассматриваемых интервалов геологического времени (Рис. 2б). В ряде случаев вид аппроксимирующей функции выбрать трудно. Тем не менее, значения палеонапряженности юры и конца палеогена наилучшим образом аппроксимируются экспоненциальной функцией. Распределения палеонапряженности мела и начала палеогена ближе к степенному закону.

Ранее в работе [3] было показано, что в зависимости от используемых данных [4, 10], распределение продолжительности полярных интервалов в последние 170 Ма может быть проаппроксимировано либо степенной, либо показательной функцией. При этом показатели функций значительно менялись в зависимости от рассматриваемых интервалов геологического времени. Различие шкал полярности, предложенных в работах [4, 10], определялось количеством эпизодов обратной полярности в меловом суперхроне. Обнаружение эпизодов противоположной полярности во время суперхрона вело к тому, что распределение продолжительностей полярных интервалов стремилось от степенного к экспоненциальному. В юре и конце палеогена (в отсутствие суперхрона) распределение продолжительностей полярных интервалов наилучшим образом аппроксимируется экспоненциальной функцией [1-3]. Следовательно, характер распределения продолжительностей полярных интервалов изменялся в течение мезозоя - кайнозоя. Эта особенность проявляется как при исследовании распределений продолжительностей полярных интервалов, так и значений палеонапряженности геомагнитного поля.

Явно хаотическое поведение палеонапряженности свидетельствуют о том, что оно отражает турбулентный характер процессов в жидком земном ядре. Подобный вывод можно сделать, основываясь на результатах работ, в которых проводятся аналогии в поведении магнитного поля Земли, Солнца, планет и процессов, происходящих в магнитосфере Земли [11]. Следует подчеркнуть, что обнаруженные всплесковые режимы палеонапряженности по своим статистическим характеристикам соответствуют перемежающимся процессам, которые, в свою очередь, связывают с турбулентными процессами [3]. Еще одна характерная особенность полученного нами ряда заключается в том, что он состоит из интервалов, имеющих различную скейлинговую динамику. Подобное поведение временных рядов получило название суперстатистики [12]. В дальнейшем такое изменение характеристик геомагнитных процессов было связано с их турбулентным характером [12].

Таким образом, из рассмотренных материалов следует, что в интервале (167 - 23) Ма палеонапряженность изменялась хаотически. Распределения значений палеонапряженности и продолжительностей полярных интервалов изменялись в зависимости от исследуемых отрезков геологической истории. Проведенный анализ палеомагнитных данных свидетельствует о нестационарности и турбулентности процессов, связанных с генерацией геомагнитного поля.

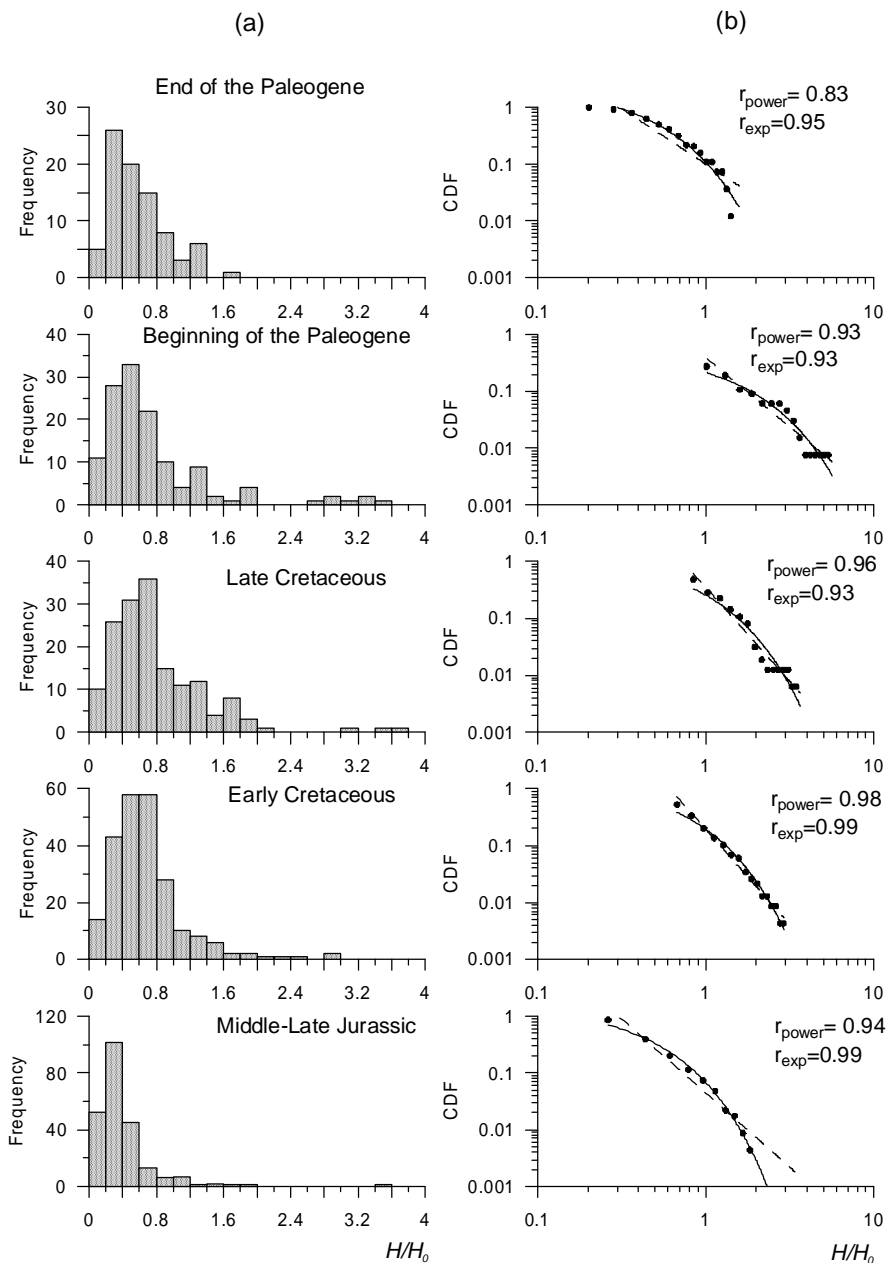


Рис. 2. (а) Распределения значений палеонапряженности за геологические эпохи юры-палеогена и (б) их аппроксимация степенными (пунктир) и экспоненциальными функциями (сплошная линия). Кружками показана кумулятивная функция распреде-

ления палеонапряженности. r_{power} и r_{exp} – коэффициенты корреляции между экспериментальными данными и аппроксимирующими функциями.

Авторы благодарны сотрудникам Саратовского государственного университета А.Ю. Гужикову, М.В. Пименову, О.Б. Ямпольской и А.Б. Богачкину за предоставленные коллекции образцов осадочных пород, а также материалы петромагнитных и стратиграфических исследований.

1. Cox A. Lengths of geomagnetic polarity interval // J. Geophys. Res. 1968. V. 73. P. 3247 - 3260.
2. Рузмайкин А.А., Трубихин В. Л. Статистика инверсий геомагнитного поля за последние 80 млн. лет // Геомагнетизм и аэрономия. 1992. Т. 32. № 5. С. 170 - 175.
3. Клайн Б.И., Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А. Распределение длительностей полярных интервалов / Палеомагнетизм и магнетизм горных пород, теория, практика, эксперимент / под ред. В.П. Щербакова. Ярославль: Издательство «Еще не поздно» ООО «Сервисный центр». 2009. С. 111 - 115.
4. Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Фомин В.А. Магнитостратиграфическая шкала меловой системы: современное состояние, проблемы построения и перспективы развития // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии / под ред. Е.М.Первушова. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та. 2007. С.69 - 86.
5. Пименов М. В., Ямпольская О.Б. Сводный магнитостратиграфический разрез средней - верхней юры Русской плиты // Очерки по региональной геологии / под ред. В.Н. Старовойта. Саратов: Издательский центр "Наука". 2008.С. 68 - 81.
6. Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И. Напряженность геомагнитного поля в средней - поздней юре // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Четвертое Всероссийское совещание. Научные материалы / под ред. В.А. Захарова. Санкт-Петербург: ООО "Издательство ЛЕМА". 2011. С. 124 - 125.
7. Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А, Клайн Б.И., Брагин В.Ю. Вариации напряженности геомагнитного поля в меловом периоде // Геология и Геофизика. 2012. № 7. С. 932 - 941.
8. Богачкин А.Б. 2004. Палеомагнитная стратиграфия и петромагнетизм палеогеновых отложений Кавказа и Северного Прикаспия // Автореферат дис. канд. гео.-мин. наук. Саратов: Научно-исследовательский институт геологии Саратовского государственного университета имени Н.Г. Чернышевского. 21 с.
9. Kurazhkovskii A. Yu., Kurazhkovskaya N. A., Klain B.I. Calibration of geomagnetic paleointensity data based on redeposition of sedimentary rocks // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2011. V. 189. Issues 1 - 2. P. 109 - 116.
10. Gradstein F.M., Ogg G.J., van Kranendonk M. et al. On the geologic time scale 2008 // Newsletters on stratigraphy. 2008. V. 43/1. P. 5 - 13.
11. Зельдович Я.Б., Рузмайкин А.А., Соколов Д.Д. Магнитные поля в астрофизике. Москва-Ижевск: РХД, 2006. 383с.
12. Beck C. Superstatistics in hydrodynamic turbulence // Physica D: Nonlinear Phenomena. 2004. V. 193(1 - 4). P. 195 - 207.

Магнитные свойства и возраст пеплов-маркеров в донных осадках возвышенности Ямато (Японское море)

Малахова Г.Ю.¹, Малахов М.И.¹, Деркачев А.Н.², Горбаренко С.А.², Shi X.³, Zou J.³, Liu Y.³, Lu H.³, Chen J.³, Ge S.³

¹ СВКНИИ ДВО РАН, Магадан

² ТОИ ДВО РАН, Владивосток

³ ПИО, ГУО КНР

Слои тефры - надежные индикаторы больших взрывных вулканических извержений. Они также являются хорошими маркерами при стратиграфических исследованиях, связанных с решением вопросов в области археологии, вулканологии и палеоокеанологии. Пепловые прослойки были изучены во многих кернах осадков в Японском море с позиций выявления особенностей их состава и соотношения их с извержениями в Японии и Корее [1-3].

Новые данные о тефре получены по трем колонкам донных осадков в рамках российско-китайского сотрудничества в 2010 г. в 53 рейсе НИС «Академик М.А. Лаврентьев» на возвышенности Ямато (Рис. 1).

Исследования морфологии и химического состава частиц тефры проводились с помощью электронного микроскопа Quanta 2000 с приставкой EDAX (Первый институт океанографии государственного управления по океану КНР). Были также проведены оценки минерального состава и состав редкоземельных элементов. Магнитная фракция изучена петромагнитным методом [4].

Возраст осадочных горизонтов получен по литофизическим, палинологическим и микропалентологическим данным. Абсолютное AMS ¹⁴C-датирование пяти горизонтов проведено для ключевой колонки LV-53-23-1G. Для нее также получена изотопно-кислородная кривая. Схема корреляция колонки 23-1 с двумя региональными возрастными шкалами и кривой NGRIP представлена на Рис. 2. [5-7]. Колонки 19-1, 20-1 и 23-1 хорошо коррелируют между собой Рис 3.

Во все трех колонках надежно диагностируется прослойка пепла различной мощности А-Тн (Aira-Tanzawa, 29.24 тыс. лет, источник вулкан Аира, С. Кюсю). Данная тефа относится к риолитовому составу с умеренным содержанием калия. В кернах 19-1 и 23-1 визуально отмечается прослойка туфры U-Ym (Ulreungdo-Yamato, 61-62 тыс. лет, вулкан Уллындо, Корея). В колонке 20-1 в аналогичном возрастном горизонте наблюдаются только аномальное поведение петрофизических параметров. Можно сделать вывод, что мощность прослойки U-Ym очень мала, либо пирокластика разубожена в осадочном материале. По химическому составу тефра U-Ym принадлежит к высокощелочным трахитам (Na₂O + K₂O более чем на 15%), отличается более высоким содержанием оксида алюминия (Al₂O₃ более 18%) и низким содержанием кремниевой кислоты (SiO₂ менее 60%) по сравнению с близким по составу тефры вулкана Пектусан (Baegdusan) [8].

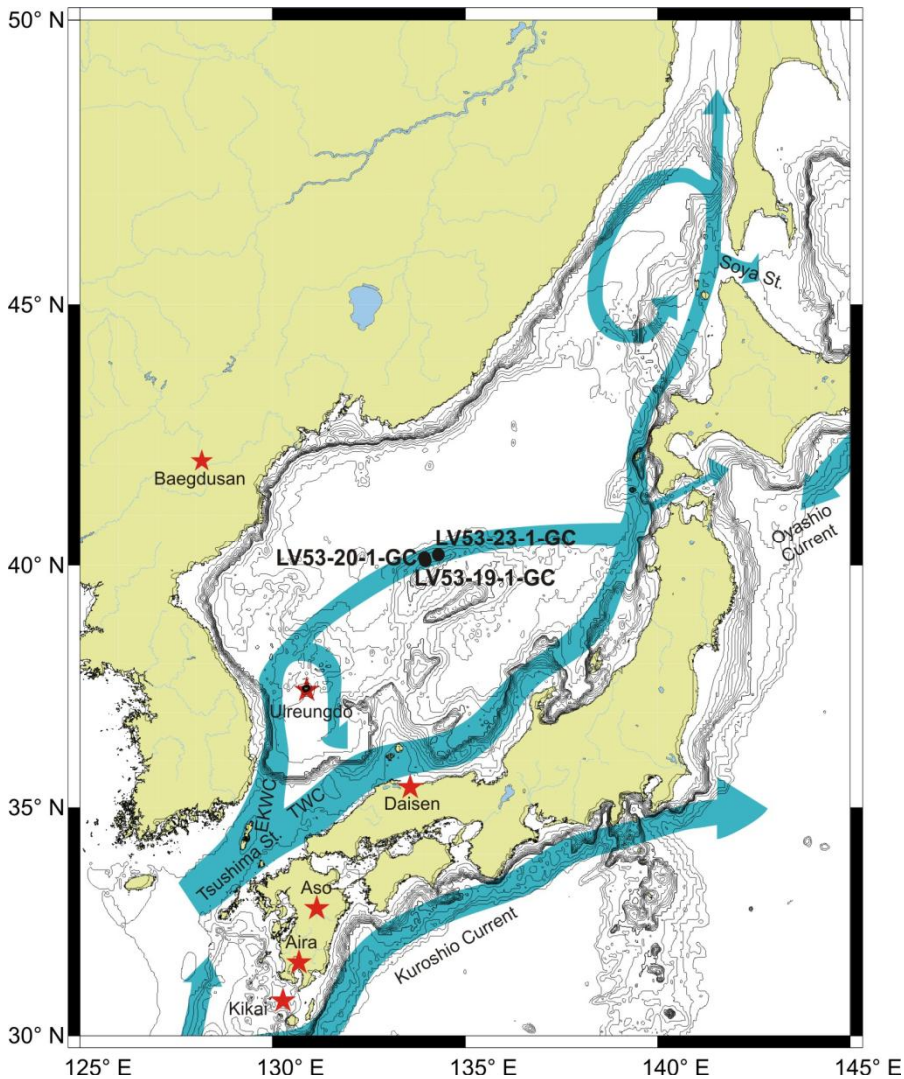


Рис. 1. Местоположение колонок в Японском море (звездочкой отмечены кальдеры вулканов).

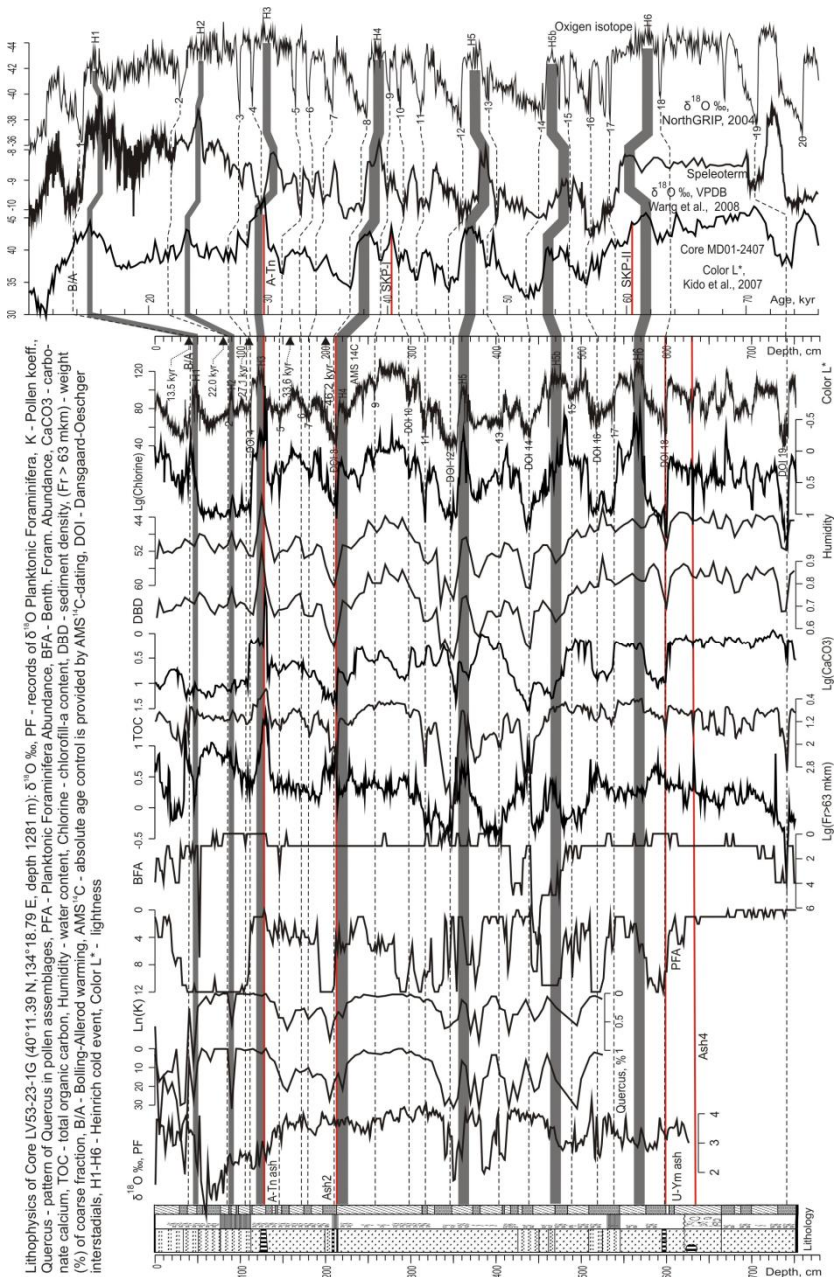


Рис. 2. Корреляция литофизических параметров колонки LV53-23-1 с фрагментами изотопно-кислородных кривых NGRIP, VPDB и цветовой кривой Color L* колонки MD01-2407 [5-7].

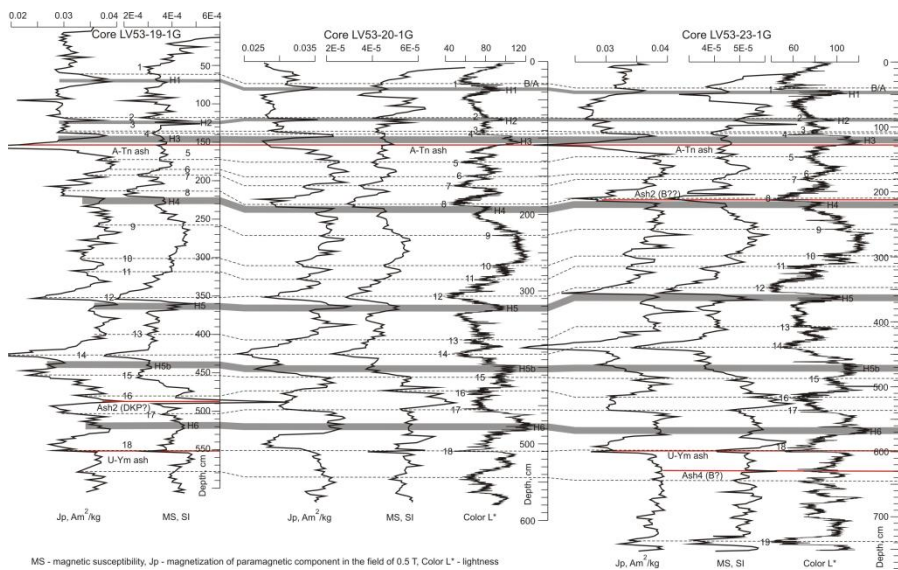


Рис. 3. Корреляция колонок LV53-23-1, -20-1 и -19-1

Пока мы не определились с тремя прослоями тефры. Это прослой на горизонте 488-490 см в колонке 19-1. Его возраст около 59 тыс лет. По возрасту подходит пепел DKP (Daisen-Kurayoshi, вулкан Дайсен, 58.8 тыс. лет [9]). В данный момент обобщаются геохимические данные по этому слою. Известные слои тефры возрастом около 66 тыс. лет (горизонт 628-630 см, B?) и 37 тыс. лет (горизонт 210-212 см, B??) имеются в керне 23-1. По химическому составу они относятся к риолитам с умеренным содержанием калия и тяготеют к тефрам вулкана Пектусан B-V (Baegdusan-Vladivostok ash) и B-J (Baegdusan-Japan Basin ash) (Рис. 4) [2].

Терромагнитные кривые тефры соответствуют в основном низкотитанистому титаномагнетиту. Есть немагнитные сульфиды. Параметры магнитного гистерезиса характеризуют смесь псевдо-однодоменных ферримагнитных зерен и парамагнитных частиц [10, 11]. Авторы приложили большие усилия, чтобы уменьшить влияние парамагнитного сигнала в диаграммах Дзя для всех пепловых слоев. По магнитной жесткости или магнитному состоянию частиц идентификационный потенциал каждой тефры сравним с диагностические возможности по терромагнитным параметрам [12]. Средние значения параметров доменной структуры совокупности магнитных частиц каждой тефры занимают определенное место в псевдооднодоменной области на диаграмме Дзя и имеет свой отличительный образ на сопутствующих диаграммах (Рис. 5).

Эта работа была проведена при финансовой поддержке грантов ГВО КНР(№ 40710069004, № 41076038), а также грантов РФФИ (№ 10-05-00160а, № 11-05-00365а, № 11-05-00506а).

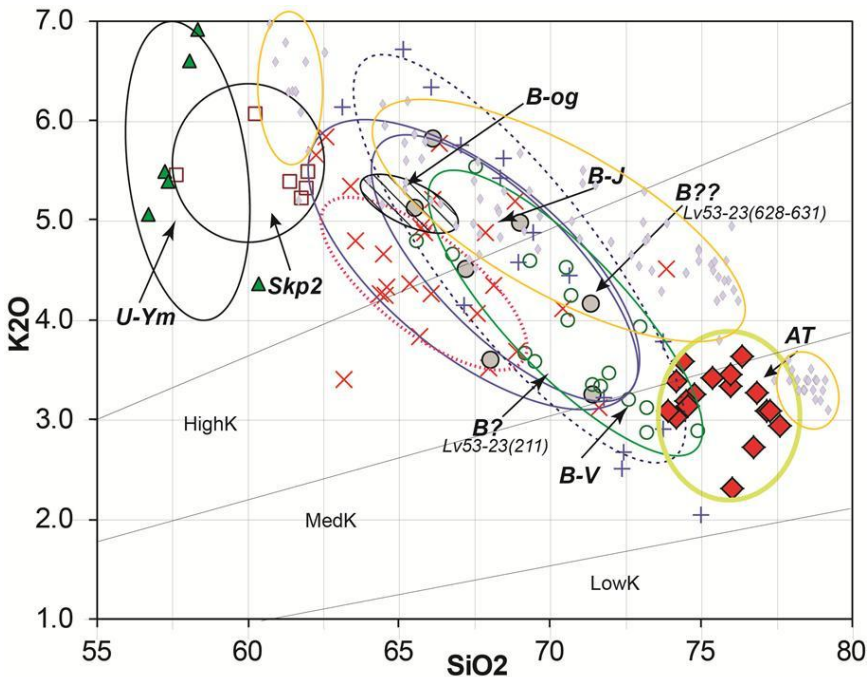


Рис. 4. Дискриминантная диаграмма $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ химического состава вулканических стекол прослоев тефры Японского моря

1. Shirai M., Tada R., Fujioka, K. Identification and chronostratigraphy of middle to upper Quaternary marker tephra occurring in the Anden coast based on comparison with ODP cores in the Sea of Japan // *Quaternary Res.* 1997. V. 36. P. 183-196.
2. Machida H. Volcanoes and tephra in the Japan Area // *Global Environmental Res.* 2002. V. 6. P.19-28.
3. Park M.-H., Kim I.-S., Shin J.-B. Characteristics of the late Quaternary tephra layers in the East/Japan Sea and their new occurrences in western Ulleung Basin sediments // *Marine Geology.* 2003. V. 202. P.135-142.
4. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю. Петромагнитные параметры донных осадков как индикаторы изменения климата и среды центральной части Охотского моря за последние 350 тыс. лет // *Геология и геофизика.* 2009. Т. 50. №11. С. 1254-1265.
5. Kido Y., Minami I., Tada R., et al. Orbital-scale stratigraphy and high-resolution analysis of biogenic components and deep-water oxygenation conditions in the Japan Sea during the last 640 kyr // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2007. V. 247. P. 32-49.
6. Wang Y., Cheng H., Edwards R. L. et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224000 years // *Nature.* 2008. V. 451. P. 1090-1093.
7. North Greenland Ice Core Project members, High-resolution record of northern hemisphere climate extending into the last interglacial period // *Nature.* 2004. V. 431. P.147-151
8. Сахно В.Г. Вулкан Пектусан: хронология извержений состав и эволюция магм на основе K-Ar датирования и изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и d^{18}O // *Доклады академии наук.* 2007. Т. 412. № 2. С. 226-233.

9. Kotaki A., Katoh S., Kitani K. Correlation of Middle Pleistocene crystal-rich tephra layers from Daisen Volcano, southwest Japan, based on the chemical composition and refractive index of mafic minerals // *Quaternary Int.* 2011. V. 246. P. 105-117.
10. Momose K., Kobayashi K., Minagawa K., Machida M. Identification of tephra by means of ferromagnetic minerals in pumice // *Bull. Earthquake Res. Institute.* 1968. V. 46. P. 1275-1292.
11. Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Горбаренко С.А. и др. Петромагнетизм и возраст прослоев тephры из осадков окраинных морей Азиатского континента и прилегающей высокоширотной области Тихого океана // *Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Ярославль: Сервисный центр, 2011. С. 105-108.*
12. Pawse A., Beske-Diehl S., Marshall S.A. Use of magnetic hysteresis properties and electron spin resonance spectroscopy for the identification of volcanic ash: a preliminary study // *Geophys. J. Int.* 1998. V. 132. P. 712-720.

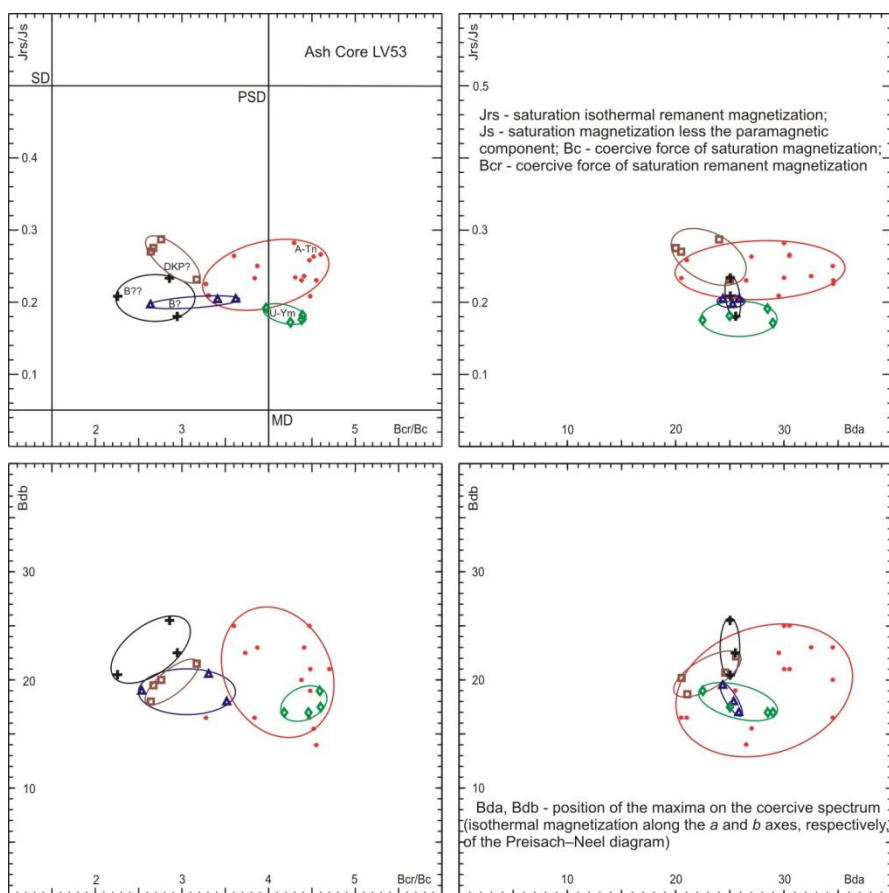


Рис. 5. Диаграмма Дея и параметры магнитного гистерезиса магнитной фракции пепловых прослоев из осадков возвышенности Ямато.

Влияние диагенеза магнитных минералов на запись геомагнитного и климатического сигналов в донных осадках возвышенности Ямато (Японское море)

Малахов М.И.¹, Малахова Г.Ю.¹, Горбаренко С.А.², Босин А.А.², Shi X.³, Zou J.³, Liu Y.³, Ge S.³

¹ СВКНИИ ДВО РАН, Магадан

² ТОИ ДВО РАН, Владивосток

³ ПИО, ГУО КНР

На примере трех колонок донных осадков возвышенности Ямато показано, что диагенез существенно изменяет магнитные свойства первичных ферромагнитных минералов, стирая частично или полностью палеомагнитные и палеоклиматические сигналы [1,2]. При этом, парамагнитная компонента не испытывает данной «катастрофы», положительно откликаясь на изменения климата и окружающей среды. Для понимания действия механизма диагенеза магнитных минералов во временном масштабе нами определен возраст горизонтов колонок путем корреляции литофизических и петромагнитных параметров колонок с фрагментами кривых NGRIP, VPDВ и Color L* колонки MD01-2407 [3-5] (рис. 1). Детальность изучения параметров магнитного гистрезиса и характеристических температур (точка Кюри, температура магнитных превращений одного минерала в другой) для всех колонок составляла 2 см [6,7].

По вариациям концентрации магнитной фракции, ее минерального состава и доменной структуры частиц позволили диагностировать три зоны (рис. 2). В конце **зоны 1** начинают деградировать (растворяться) обломочные материнские частицы низкотитанистого магнетита.

В верхней части бескислородной **зоне 2a** заканчивается основное растворение обломочных материнских магнитных частиц (некоторая часть сохраняется) и появляются сначала суперпарамагнитные наночастицы грейгита, постепенно растущие и переходящие в стабильные однодоменные зерна. Магнитная жесткость (V_{cr}) осадка возрастает с 40 мТ до 60 мТ затем снижается до 32 мТ. Одновременно на диаграмме Дзэ параметры J_{rs}/J_s и V_{cr}/V_c формируют тренд в виде петли (J_{rs}/J_s растет с 0.2 до 0.4, отношение V_{cr}/V_c растет с 2 до 5 и в нижней области **зоны 2a** снижается до 1.8) (рис. 3). Такую же картину наблюдали авторы работы [2].

В центре **зоне 2b** наблюдается наибольшая концентрация магнитного сульфида – грейгита. Потом начинается процесс его перехода в парамагнитный пирит (парамагнетики существенно преобладают на магнитных и температурных гистерезисных кривых намагниченности). Магнитный сигнал от ферромагнетиков снижается до его значений в центре **зоны 2a** и сохраняется на всем протяжении **зоны 3**.

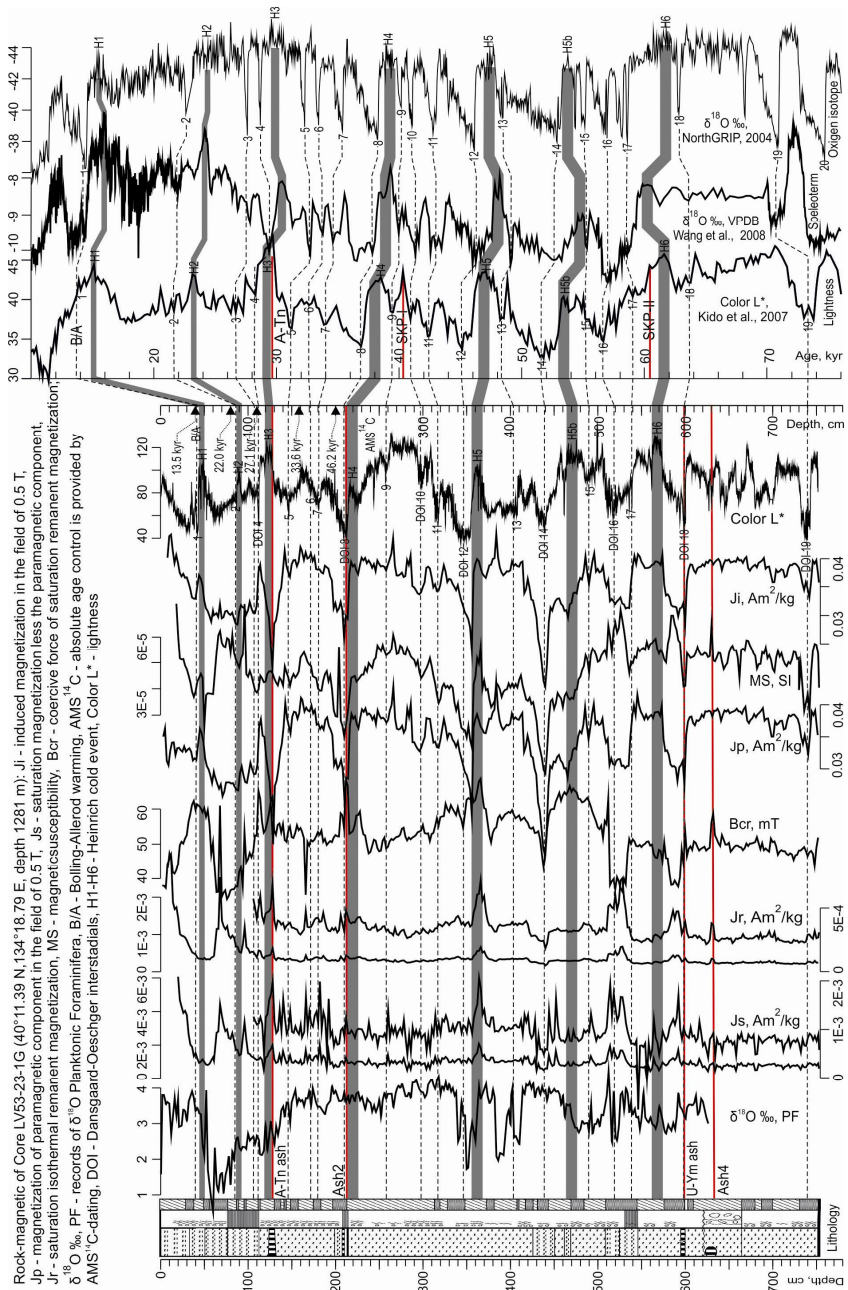


Рис. 1. Корреляция петромагнитных параметров колонки LV53-23-1 с фрагментами изотопно-кислородных кривых NGRIP, VPDB и цветовой кривой Color L* колонки MD01-2407 [3-5].

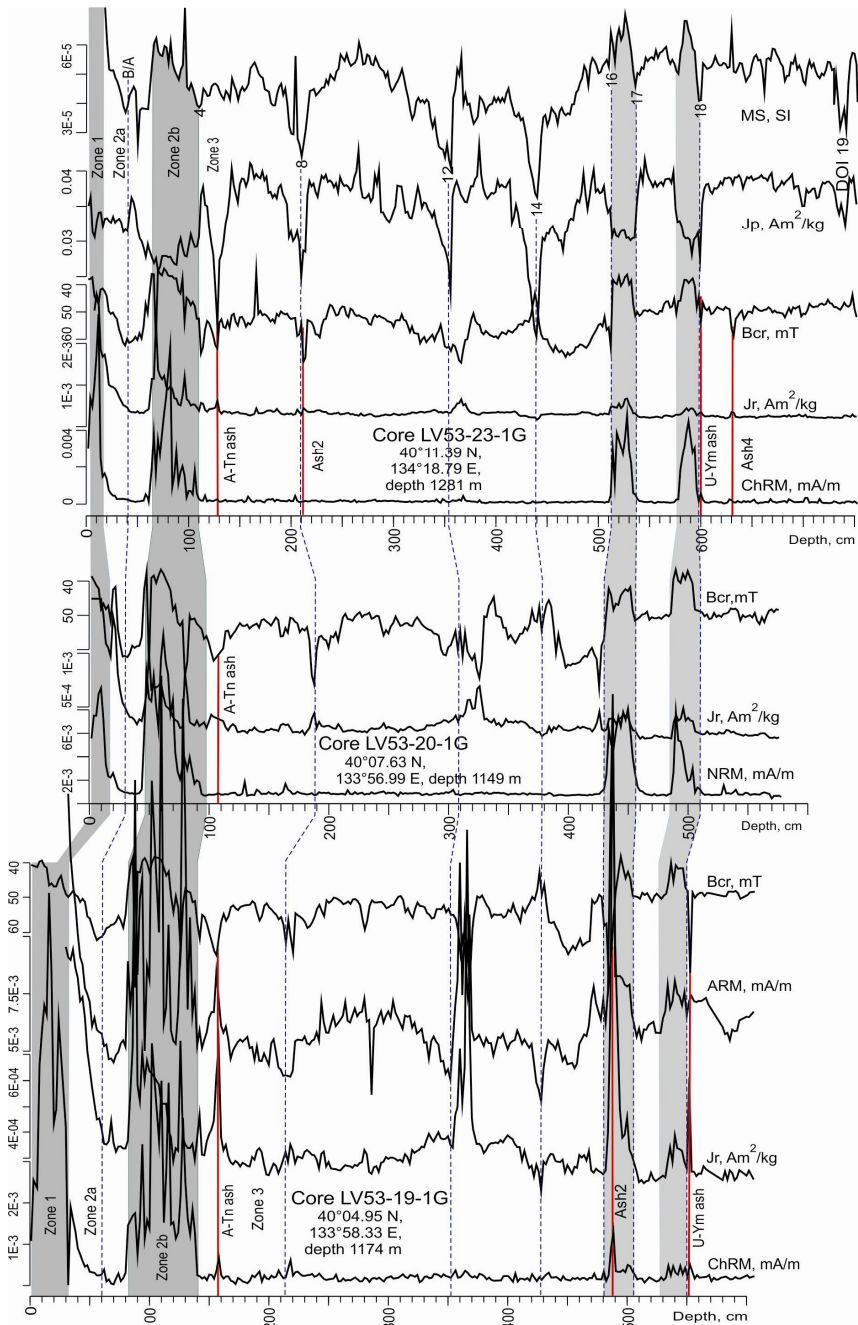


Рис. 2. Изменения магнитных параметров в колонках донных осадков возвышенности Ямато.

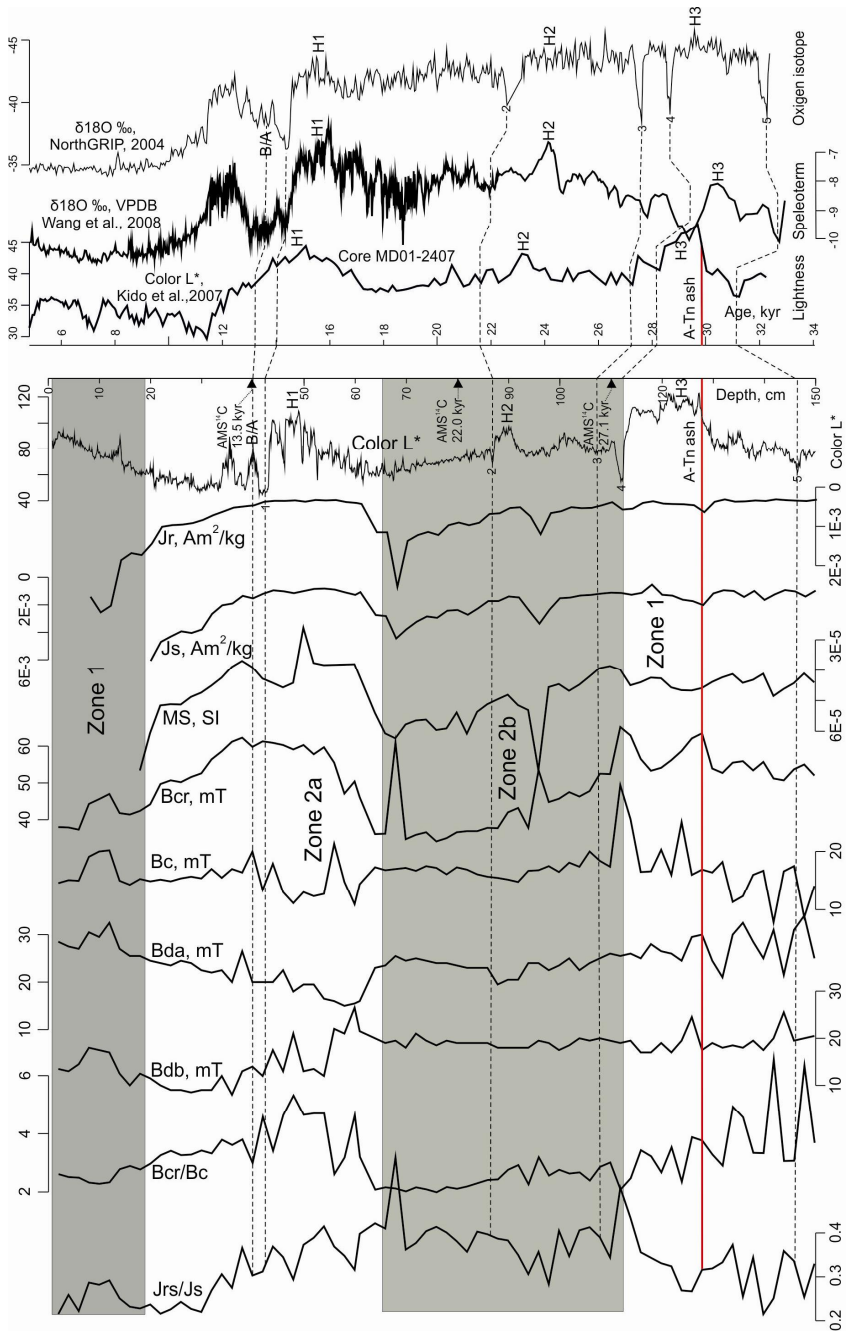


Рис. 3. Вариации магнитных параметров колонки LV53-23-1G в зоне диагенеза магнитных минералов.

Можно надеяться, что векторная компонента геомагнитного сигнала может быть реконструирована по остаткам материнских Fe-Ti магнитных фаз путем исключения термочисткой влияние вторичного грейгита на палеомагнитно-информативную компоненту намагниченности. Палеоинтенсивность может быть не определена, хотя нормировочные параметры безгестирезисная намагниченность и магнитная восприимчивость являются климатозависимыми и позволяют исключить влияние климата из характеристической частично разрушенной компоненты намагниченности. Намагниченность J_g не может быть нормировочным коэффициентом.

Эта работа была проведена при финансовой поддержке грантов ГУО КНР(№ 40710069004, № 41076038), а также грантов РФФИ (№ 10-05-00160а, № 11-05-00365а, № 11-05-00506а).

1. *Vigliotti I.* Magnetic properties of light and dark sediment layers from the Japan sea: diagenetic and paleoclimatic implications // *Quaternary Sci. Rev.* 1997. V. 16. P. 1093-1114.
2. *Yamazaki T., Abdeldayem A.L., Ikehara K.* Rock-magnetic changes with reduction diagenesis in Japan Sea sediments and preservation of geomagnetic secular variation in inclination during the last 30,000 years // *Earth Planets Space.* 2003. V. 55. P. 327-340.
3. *Kido Y., Minami I., Tada R., et al.* Orbital-scale stratigraphy and high-resolution analysis of biogenic components and deep-water oxygenation conditions in the Japan Sea during the last 640 kyr // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2007. V. 247. P. 32-49.
4. *Wang Y., Cheng H., Edwards R. L. et al.* Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224000 years // *Nature.* 2008. V. 451. P. 1090-1093.
5. *North Greenland Ice Core Project members, High-resolution record of northern hemisphere climate extending into the last interglacial period* // *Nature.* 2004. V. 431. P. 147-151.
6. *Малахова Г.Ю., Малахов М.И., Деркачев А.Н. и др.* Магнитные свойства и возраст пеплов-маркеров в донных осадках возвышенности Ямато (Японское море) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. 2012. (данный сборник)
7. *Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Горбаренко С.А. и др.* Петромагнетизм и возраст прослоев тефры из осадков окраинных морей Азиатского континента и прилегающей высокоширотной области Тихого океана // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Ярославль: Сервисный центр, 2011. С. 105-108.

Петромагнитно-геохимическая идентификация и летопись прослоев тефры в позднечетвертичных осадках хребта Ширшова (Берингово море)

*Малахов М.И.¹, Малахова Г.Ю.¹, Деркачев А.Н.², Горбаренко С.А.²,
Ритдорф Я.-Р.³, Нюрнберг Д.³, Ван ден Богаард К.³, Тидеман Р.⁴*

¹ СВКНИИ ДВО РАН, Магадан

² ТОИ ДВО РАН, Владивосток

³ Институт морских исследований им. Лейбница, Киль, Германия

⁴ Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера,
Бремерхафен, Германия

Магнитный компонент прослоев вулканического пепла в донных осадках окраинных морей - важный геофизический инструмент изучения истории эксплозивного вулканизма региона. Магнитные частицы обнаруживаются на большом расстоянии от источников, сохраняются длительное время, имеют генетически обусловленный состав [1-4]. В работе представлены основные магнитные параметры восьми прослоев пепла известных возрастов, найденных в трех колонках с хребта Ширшова [5-8] (Рис. 1). Хребет Ширшова находится в северо-западной части Берингова моря, которое окаймляется с запада цепочкой активных вулканов Камчатки, с юга вулканами Алеутской островной дуги, с севера ранее действующими вулканами Чукотки.

Установлено, что каждый вулканический центр, как источник эксплозий, обладает характерным спектром микро- и редкоземельных элементов, который устойчив на протяжении многих тысячелетий активной деятельности центра и сохраняется в породах различных фациальных обстановок. Этот принцип применен и к исследуемым тефрам [9, 10] (Рис. 2).

Магнитная фракция пеплов позволяет использовать экспрессные инструментальные способы определения двух основных магнитных характеристик – термомагнитные параметры и параметры магнитного гистерезиса. Как правило, это зерна титаномагнетитового ряда с определенным магнитным состоянием (доменной структурой).

Полученные результаты следует отнести к решению прямой задачи магнитной тефрохронологии - определение идентификационных магнитных свойств нескольких хорошо датированных пепловых прослоев (в том числе методами магнитостратиграфии, литостратиграфии, AMS 14C-датированием и изотопно-кислородными данными). Авторы не касались проблемы магнитного документирования гравитационной подводной и эоловой дифференциации пеплов [4], так как источники пеплов достаточно удалены от хребта Ширшова.

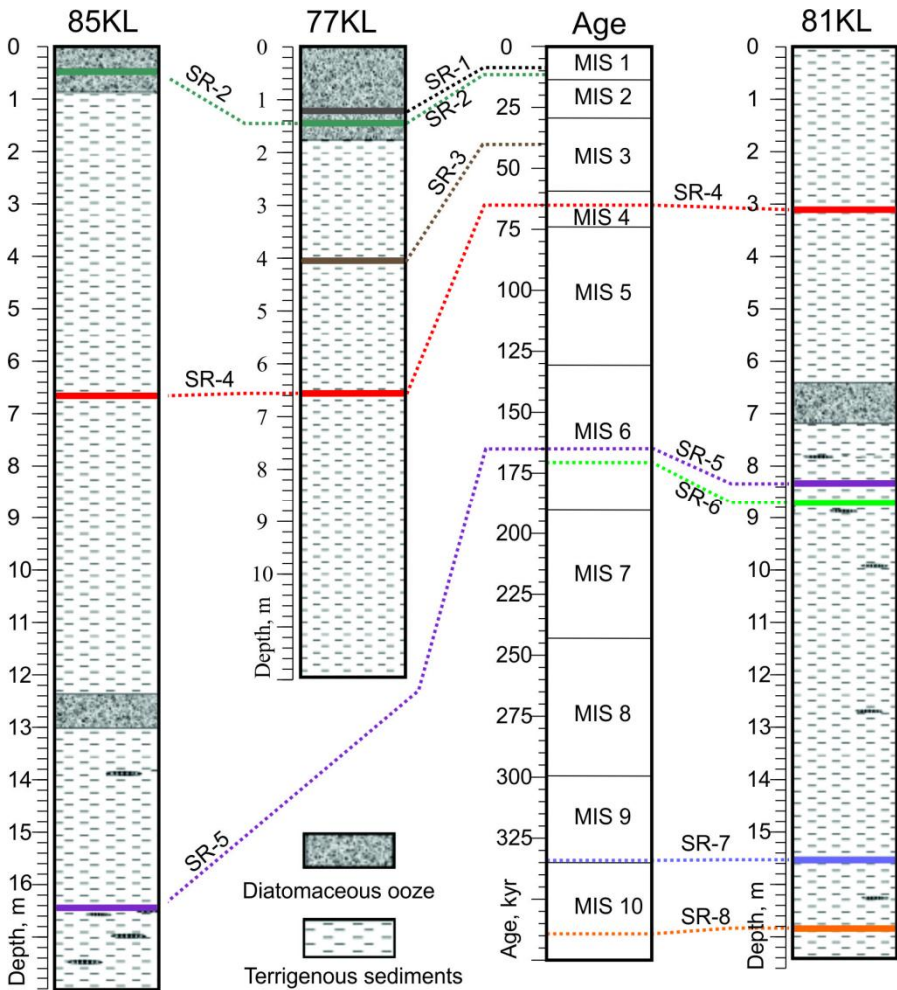


Рис. 1. Возраст тефры в колонках SO201-2-77KL, -81KL, and -85KL [6-8].

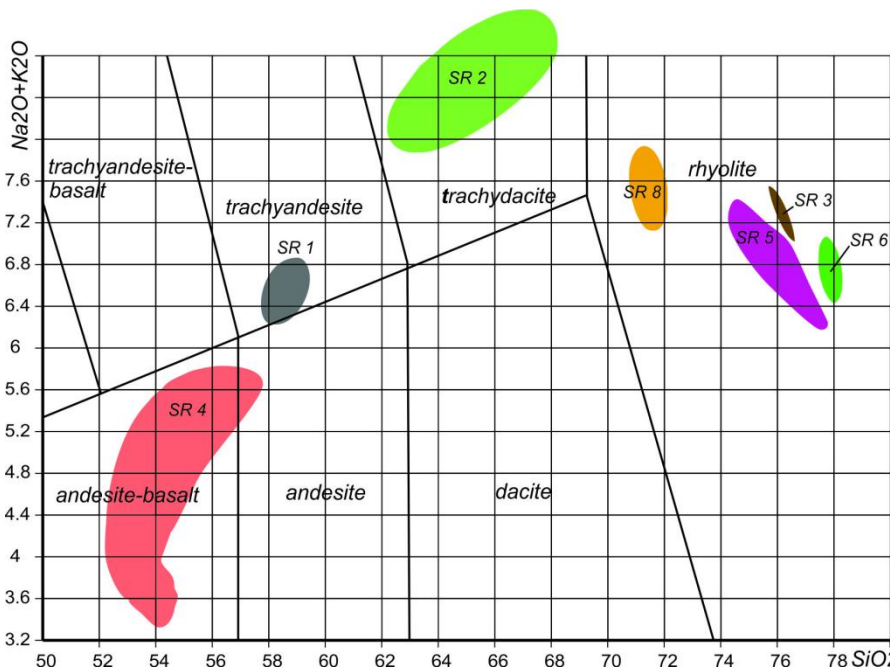


Рис. 2. Дискриминантная диаграмма $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ химического состава вулканических стекол прослоев тефры хребта Ширшова.

Кривые магнитного гистерезиса имеют стандартную форму для ансамбля магнитомягких магнетиков титаномагнетитового ряда различного гранулометрического состава [5]. По концентрации магнетика в пепле и его магнитной жесткости выделяются три группы пеплов. Первую группу представляет тефра SR4. Вторую группу – пеплы SR1 и SR2. К третьей группе отнесены пеплы с риолитовым составом стекол и минеральных ассоциаций. Концентрация (по J_{rs}) титаномагнетитовых частиц в тефре SR4 почти в 7 раз выше, чем в пеплах второй группы и в 40 раз выше, чем в третьей. По магнитной жесткости или магнитному состоянию частиц идентификационный потенциал каждой тефры оказался выше, чем диагностические возможности по температурам Кюри (табл.). Каждый пепел имеет свой отличительный образ. Средние значения параметров доменной структуры совокупности магнитных частиц каждой тефры занимают определенное место в псевдооднородной области на диаграмме Дэй (Рис. 3). Особняком стоит пепел с андезитово-базальтовым стеклом SR4. Соответствующие ему кривые изотермического намагничивания по осям *a* и *b* диаграммы Прейзаха-Нееля и их коэрцитивные спектры практически совпадают. Такое возможно, если магнитные частицы очень малы и находятся в однодоменном состоянии. Магнитные частицы тефры SR3 с риолитовым стеклом представляют смесь крупных псевдооднородных зерен и незначительной доли многодоменных.

Table. Magnetic properties of ash-layers in the sediments of the Shirshov Ridge.

Chemical composition of tephra layers	Sample	JrsЧ101 Aml/kg	JsЧ10 Aml/kg	JpЧ101 Aml/kg	JЧ10 Aml/kg	Bda mГ	Bdb mГ	Bcr mГ	Bc mГ	Jrs/Js	Bcr/Bc	Tc, °C dominant	Tc, °C other
SR-1 trachyandesite	114-77	5,40	2,07	8,39	2,90	33,5	14,0	52,5	20,0	0,261	2,63	560,300	490,400
	114d-77	5,56	2,14	7,96	2,94	27,5	15,5	53,0	20,0	0,260	2,65		
	116-77	2,92	1,16	4,89	1,65	38,5	14,0	50,5	21,0	0,252	2,41		
SR-2 trachydacite	141-77	5,69	2,91	6,42	3,55	29,5	10,0	38,0	13,5	0,196	2,71	550,280	485,405
	141d-77	5,92	2,98	6,74	3,65	24,0	12,0	38,5	14,5	0,199	2,66		
	143-77	5,25	2,32	6,59	2,98	30,0	11,5	36,0	16,0	0,226	2,25		
SR-3, rhyolite	143d-77	5,27	2,30	6,38	2,94	20,5	16,0	36,0	15,5	0,229	2,32	560,300	490,400
	413-77	0,81	1,02	2,34	1,26	18,5	10,0	28,2	5,20	0,070	5,39		
	308-81	39,0	9,15	24,3	11,6	34,5	37,5	76,5	38,0	0,426	2,01		
SR-4 andesite-basalt	308d-81	37,8	8,95	25,0	11,5	33,5	38,5	76,5	39,0	0,423	1,96	500	420,310
	310-81	40,6	9,42	25,7	12,0	35,0	34,0	77,5	39,0	0,431	1,99	520	370,290
	310d-81	40,7	9,99	27,7	12,8	33,0	38,0	77,0	39,5	0,408	1,95	510	410,310
	312-81	36,7	8,62	24,9	11,1	36,0	30,5	77,5	38,8	0,426	2,01	520	370,290
	312d-81	36,9	8,74	23,8	11,1	34,0	39,5	76,0	38,0	0,422	2,00	500	400,300
	663-85	19,3	4,86	14,4	6,30	41,5	19,5	75,0	36,0	0,397	2,08	530	360,290
	663d-85	20,2	4,98	15,8	6,60	32,5	33,0	74,5	36,5	0,405	2,04	520	400,300
	665-85	33,3	7,93	14,4	10,2	44,0	19,5	76,0	38,0	0,420	2,00	525	300
	665d-85	33,7	7,92	23,3	10,3	39,0	20,5	75,5	37,5	0,425	2,01	520	400,300
	667-85	39,1	9,21	25,8	11,8	43,5	20,0	76,5	38,5	0,435	2,00	530	320
SR-5 rhyolite	667d-85	39,0	9,25	25,2	11,8	37,5	29,5	76,5	38,5	0,421	1,97	510	410,310
	669-85	32,6	7,80	21,8	10,0	43,5	23,0	77,0	38,0	0,418	2,03	530	370,300
	669d-85	32,5	7,83	22,4	10,1	36,0	34,5	76,0	37,5	0,415	2,03	500	400,300
	831-81	1,37	1,51	4,69	1,98	35,0	9,50	37,0	9,50	0,090	3,90	575	510,290
	831d-81	1,35	1,44	4,70	1,90	30,0	8,00	38,0	9,50	0,094	4,00	560,480	410,310
SR-6 rhyolite	835-81	1,53	1,78	4,81	2,26	35,0	10,0	36,5	9,00	0,086	4,06	560,490	290
	1640-85	0,64	0,56	4,05	0,96	38,5	9,50	39,5	11,5	0,114	3,44	560	415,310
	1640d-85	0,71	0,62	4,73	1,10	37,0	10,0	39,0	10,5	0,115	3,71	560	405,305
	1643-85	0,69	0,63	4,49	1,08	22,0	8,00	38,0	10,0	0,109	3,80	560	410,300
	1645-85	0,77	0,71	4,36	1,15	26,0	7,50	38,5	12,0	0,109	3,67	565	410,300
SR-7 rhyolite	860-81	1,34	1,06	4,24	1,49	34,0	9,50	38,0	11,5	0,127	3,30	575	430
	862-81	1,53	1,28	2,95	1,57	32,5	9,50	34,5	10,0	0,120	3,45	575	430
SR-8 rhyolite	1556-81	1,09	0,89	4,17	1,31	37,0	10,5	39,0	11,5	0,123	3,29	570	415,310
	1556d-81	1,15	0,90	4,37	1,33	30,0	10,5	40,5	12,5	0,128	3,24	570,490	415,310
SR-8 rhyolite	1680-81	1,36	0,98	4,26	1,40	36,5	11,0	42,5	13,0	0,139	3,27	575,490	410,310
	1682-81	1,41	1,00	4,25	1,43	35,0	10,0	41,5	12,5	0,141	3,32	575,490	410,310

Работа выполнена по Российско-Германскому проекту KALMAR (BMBF grant 03G0201A), по грантам РФФИ (09-05-00128a, 10-05-00160a, 11-05-00365a), Президиума ДВО РАН (09-II-CO-07-003).

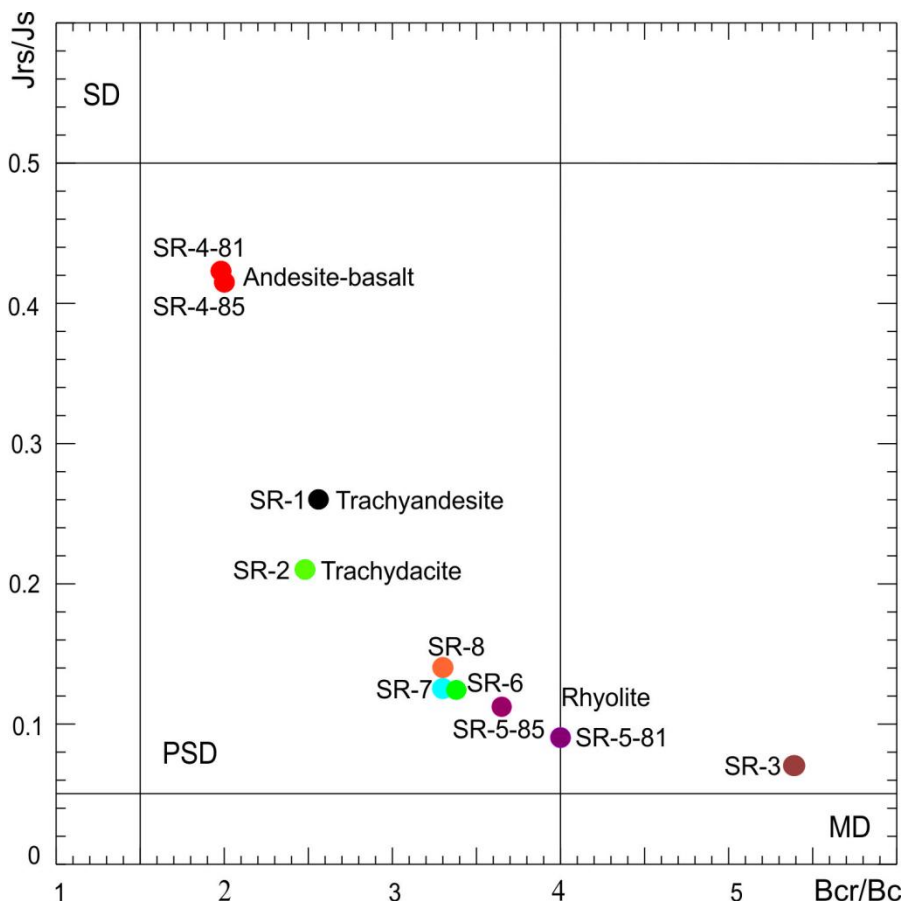


Рис. 3. Диаграмма Дея магнитной фракции пепловых прослоев из осадков хребта Ширишова.

1. *Furuta T.* Petrographic and magnetic properties of tephra in a deep-sea core from the northwest Pacific // *Marine Geology*. 1976. V. 20. P. 229-237.
2. *Зубов А.Г., Кириянов В.Ю.* О возможности использования терромагнитных параметров для идентификации вулканических пеплов // *Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы*. Петропавловск-Камчатский: ИВГ иГ ДВО РАН, 2001. С. 267-273.
3. *Гендлер Т.С., Диденко А.Н., Кириянов В.Ю., Земцов А.Н.* Магнитная минералогия пеплов Камчатки; возможность идентификации вулканических событий // *Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле*. М.: ИФЗ РАН, 2005. С.16-18.
4. *Pawse A., Beske-Diehl S., Marshall S.A.* Use of magnetic hysteresis properties and electron spin resonance spectroscopy for the identification of volcanic ash: a preliminary study // *Geophys. J. Int.* 1998. V. 132. P. 712-720.
5. *Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Горбаренко С.А. и др.* Петромагнетизм и возраст прослоев тefры из осадков окраинных морей Азиатского континента и прилегаю-

- щей высокоширотной области Тихого океана // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Ярославль: Сервисный центр, 2011. С. 105-108.
6. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Нюрнберг Д. и др. Вариации относительной палеонапряженности геомагнитного поля в донных отложениях Берингова моря и северо-западной части Тихого океана за последние 380 тысяч лет // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Апатиты; СПб: ГИ КНЦ РАН, 2011. Т.2. С.61-63.
 7. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Нюрнберг Д. и др. Использование высокоразрешающих записей петромагнитных и литофизических характеристик донных отложений Берингова моря и высокоширотной области Западной Пацифики для реконструкции климата и среды в позднем плейстоцене-голоцене // там же, С. 63-66.
 8. Riethdorf J.-R., Nürnberg D., Max L. et al. Millennial-scale variability of marine productivity and terrigenous matter supply in the western Bering Sea during the last glacial-interglacial cycle, Submitted to *Paleoceanography*.
 9. Derkachev A., Portnyagin M., Ponomareva V. et al. Marker tephra layers in the Holocene-Pleistocene deposits of the Bering sea and the North-Western Pacific Ocean, in KALMAR - Kurile-Kamchatka and Aleutian Marginal Sea - Island Arc Systems. Kiel: IFM GEOMAR, 2011. P. 38-40.
 10. Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A. et al. Tephra links from the NW Pacific, Asian mainland and Kamchatka regions, *ibid*, p. 97-99.

Геомагнитное поле в меловой период по палеомагнитным данным Армении

Минасян Дж. О.

ИГИС НАН РА, Гюмри, Армения

В Севано-Ширакской и Иджеванской зонах распространения пород верхнеюрского и мелового возрастов изучено более 15 разрезов. Приводятся результаты палеомагнитных исследований коллекции около 300 образцов вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород.

Возраст изученных разрезов обоснован палеонтологическими данными. В верхнемеловых отложениях Армении выделяются два комплекса крупных фораминифер. Первый комплекс характеризует кампанский ярус и представлен двумя видами - *Arnaudiella*, *grossouvrei* Douville, *Pseudosiderolites vidali*. Второй, характерен для маастрихта. В этом комплексе встречаются также много из крупных фораминиферов. Наряду с орбитоидами в маастрихтских отложениях Армении встречены также примитивные нуммулиты - *Numulites priskus khloronin* [1,3,5]. Изученный период характеризуется значениями Ka/Ar определений: турон-коньяк 88-93млн лет, поздняя юра-ранний мел 135-137 млн лет, оксфорд 158 млн лет [2]. Но, многие вопросы стратиграфии юры и мела территории Армении остаются пока дискуссионными или не решенными, чем и обоснована целесообразность палеомагнитных исследований этого периода [7].

Палеомагнитная пригодность изученных пород и выделение первичной намагниченности установлено по результатам комплексных лабораторных

исследований. Состав ферромагнитной фракции определенного количества образцов определен по результатам спектрального и рентгеноструктурного анализа, по макроскопическим признакам шлифов и аншлифов, а также по термомагнитным исследованиям. Установлено, что основными носителями намагниченности изученных пород являются магнетит, титаномагнетит и маггемит. Для определения природы и стабильности естественной остаточной намагниченности пород изученных разрезов применены методы последовательных нагревов Телье, терморазмагничивания и чистка переменным магнитным полем. В пользу первичности намагниченности изученных пород послужили следующие факты: антипараллельность средних направлений I_p прямо и обратно намагниченных пород, одинаковый состав ферромагнитной фракции, а также одинаковые палеомагнитные характеристики разновозрастных отложений удаленных друг от друга и разнофациальных разрезов.

В сводном разрезе поздней юры и мела представлены магнитозоны, которые удовлетворяли этим критериям и прослеживались в определенных стратиграфических интервалах удаленных друг от друга разрезов.

На рис.1 представлен сводный геологический разрез и графики изменения магнитных параметров верхней юры и мела Северной Армении.

Ранний мел в коллекции представлен образцами ниже-средневаланжинского и готеривского возрастов. Порфириты верхнего валанжина намагничены прямо, для них – $I_g=5380 \cdot 10^{-6}$ сгс, $\alpha=2610 \cdot 10^{-6}$ сгс, $Q=6,2$, $D=10^\circ$, $J=30^\circ$; для ниже-среднего валанжина $I_g=1820 \cdot 10^{-6}$ сгс, $\alpha=1450 \cdot 10^{-6}$ сгс, $Q=3,2$, $D=12^\circ$, $J=30^\circ$. Три образца в этом разрезе оказались обратно намагниченными, для них – $I_g=2550 \cdot 10^{-6}$ сгс, $\alpha=250 \cdot 10^{-6}$ сгс, $Q=26$, $D=243^\circ$, $J=-47^\circ$. Известняки верхневаланжин -готеривского возраста намагничены нормально, для них – $I_g=380 \cdot 10^{-6}$ сгс, $\alpha=790 \cdot 10^{-6}$ сгс, $Q=1,2$, $D=63^\circ$, $J=47^\circ$.

Поздний мел, представленный порфиритами и витрофированными туфами характеризуется прямой намагниченностью. Для порфиритов – $I_g=1350 \cdot 10^{-6}$ сгс, $\alpha=2370 \cdot 10^{-6}$ сгс, $Q=1,4$, $D=23^\circ$, $J=42^\circ$. Для витрофированных туфов получены – $I_g=5560 \cdot 10^{-6}$ сгс, $\alpha=3200 \cdot 10^{-6}$ сгс, $Q=4,4$, $D=32^\circ$, $J=47^\circ$. Позднеюрский возраст в Ноемберянском районе представлен порфиритами, которые намагничены нормально и имеют следующие средние значения намагниченности: $I_g=1980 \cdot 10^{-6}$ сгс, $\alpha=2190 \cdot 10^{-6}$ сгс, $Q=2,3$, $D=6^\circ$, $J=44^\circ$. В коллекции присутствуют несколько образцов с обратной намагниченностью – $I_g=230 \cdot 10^{-6}$ сгс, $\alpha=160 \cdot 10^{-6}$ сгс, $Q=11,7$, $D=154^\circ$, $J=-21^\circ$. В Шамшадинском районе изучены породы мелового и позднеюрского возрастов. Порфириты позднемелового возраста намагничены нормально и характеризуются следующими средними значениями намагниченности: $I_g=770 \cdot 10^{-6}$ сгс, $\alpha=1690 \cdot 10^{-6}$ сгс, $Q=1,1$, $D=16^\circ$, $J=44^\circ$. Здесь прямо намагничены так же порфириты позднеюрского возраста, для них $I_g=840 \cdot 10^{-6}$ сгс, $\alpha=9600 \cdot 10^{-6}$ сгс, $Q=2,2$, $D=359^\circ$, $J=39^\circ$. Образцы сантон-кампанского возраста намагничены обратно – $D=191^\circ$, $J=-60^\circ$.

В таб. 1 представлены координаты виртуальных полюсов верхне-юрского и мелового периода. В палентологически датированных разрезах верхней юры выделены как прямо, так и обратно намагниченные зоны, что говорит о

знакопеременном режиме магнитного поля Земли верхнеюрского периода. В изученных раннемеловых отложениях единичные образцы были намагничены обратно. В разрезах этого же возраста (валанжин - готеривский ярус) южной Армении ранее были выявлены магнитные зоны [6], которые можно сопоставить с подошвой прямого хрона С34. Изученные позднемеловые разрезы характеризуются исключительно прямой полярностью. Эти данные хорошо сопоставляются суперхроном CNS (Cretaceous Normal Superchron), с возрастом 118-81 мил лет [9].

Таблица 1.

Возраст			Направление намагниченности					Координаты полюса				
			D	J	n	Полярность	K	α	Φ	Λ	Θ_1	Θ_2
М Е Л	Поздний	Кампан	21	46	6	NR	12	19	68	166	24	16
		Сантон	34	52	11	N	33	8	62	135	11	7
		Коньяк-сантон	349	53	29	N	7	11	79	281	15	10
		Турон-сенон	22	42	17	N	8	13	65	171	16	10
		Альб	27	66	15	N	20	8	70	107	-	-
Ю Р А	Ранний	Валанжин-готерив	19	36	6	NR	25	13	65	180	15	9
		Валанжин	359	31	75	NR	15	5	65	227	30	17
Ю Р А	Поздняя	Кимеридж	6	39	31	NR	8	4	70	210	-	-
		Оксфорд-кимеридж	23	54	45	NR	9	7	72	144	10	6

На Рис.1 представлен палеомагнитный разрез верхняя юра-мелового периода территории Армении.

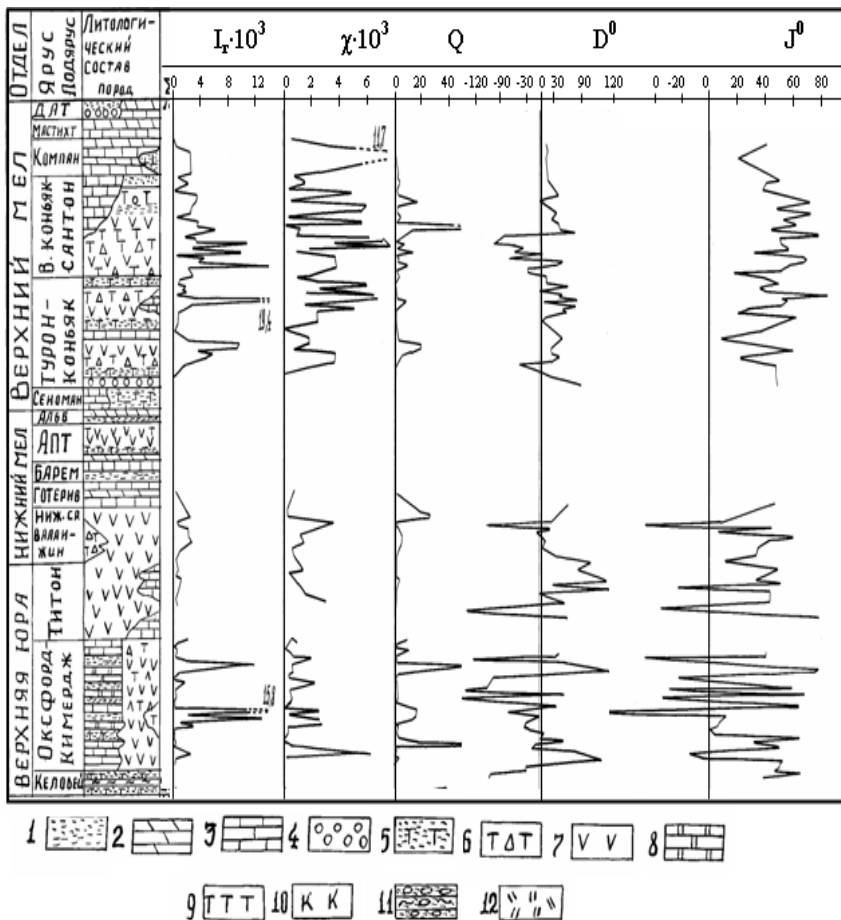


Рис. 1. Палеомагнитные характеристики пород поздняя юра-мелового периода территории Армении. 1 – песчаники; 2 – мергели; 3 – известняки; 4 – конгломераты; 5 – туфопесчаники; 6 – туфобрекчии; 7 – порфириды; 8 – доломиты; 9 – туффиты; 10 – кварцевые порфиры; 11 – конгломераты и сланцы; 12 – кератофиры и их брекчии.

Особый интерес представляет вопрос изменения величины напряженности или магнитного момента в периоды частых инверсий и, особенно в спокойные периоды магнитного поля Земли. Анализ достаточно многочисленных определений магнитного момента Земли в работе [4, 8, 10] свидетельствует о существовании разных уровней величин магнитного момента Земли. По этим данным эволюция магнитного поля Земли представляется чередованием периодов низкого и высокого значений магнитного момента. Противоречивы мнения также о величине магнитного момента Земли в периоды устойчивой полярности геомагнитного поля. Есть данные, свидетельствующие о том, что максимальные значения палеонапряженности в большинстве слу-

чаев соответствуют минимальным значениям частоты инверсий, а также есть данные, подтверждающие обратное [4]. По немногочисленным образцам поздней юры и мела были определены значения $H_{др}$. В табл.2 приводятся данные определения напряженности древнего магнитного поля Земли по методу Телье на вулканогенных породах верхней юры и мела. Как видно, значения $H_{др}$, определенные по породам переходной зоны поздняя юра-раннемелового периода намного меньше значений $H_{др}$ мелового периода.

Таблица 2.

Возраст пород	Тип пород	Полярность	$H_{др}$ а/м	$H_{др}/H_0$
Поздняя юра	Порфириты, туфолавы	N	38,9	0,99
		R	37,5	
Поздняя юра-ранний мел	Порфирит	N R	23,7	0,62
Ранний мел	Порфириты	R	39,8	1,04
Поздний мел	Порфириты	N	35,3	0,96
		R	37,7	

Известно, что существующие шкалы полярности значительно различаются в оценке частоты инверсий некоторых ярусов юрского и мелового периода. А это говорит о том, что в том или ином временном интервале частота инверсий будет существенно зависеть от выбора шкалы. На Рис. 2 представлен предварительный вариант магнитостратиграфической шкалы поздняя юра- мелового периода территории Армении, и ее сопоставление со шкалой [9].

Поэтому данные, полученные в разных регионах, удаленных друг от друга, могут уточнить положение разнополярных зон и дополнить существующие магнитостратиграфические шкалы.

Полученные нами данные позволяют заключить; 1. составленный палеомагнитный разрез мела сопоставляется с магнитными хронами С33 и С34 нормального суперхрона CNS; 2. низкое значение $H_{др}$ (поздняя юра-ранний мел) соответствует инверсионному периоду; 3. в меловой период прямой полярности величина $H_{др}$ ближе к современному значению напряженности магнитного поля Земли; 4. по данным Армении граница кампана - сантона характеризуется обратной полярностью, что по всей вероятности сопоставляется с кровлей хрона С34.

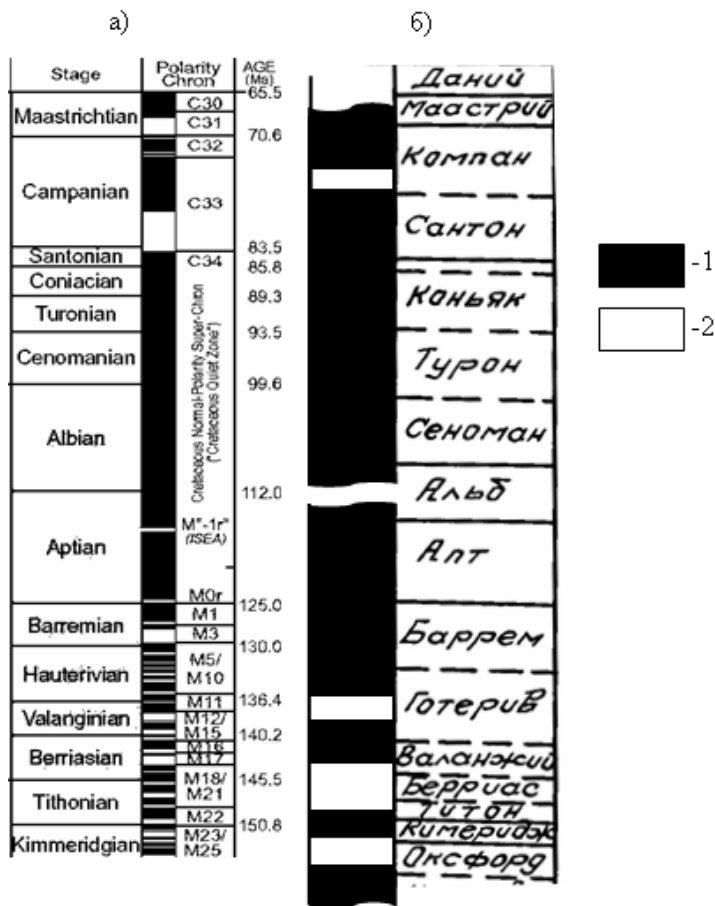


Рис. 2. Палеомагнитная шкала поздняя юра- мелового периода территории Армении (б) и (а) часть шкалы [Gradstein et. al., 2004]. 1 – прямая полярность; 2 – обратная полярность.

1. Акоюн В.Т Биостратиграфия верхнемеловых отложений Арм ССР. Изд АН Арм ССР, Ереван, 1978. 275 с.
2. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. и др. Новые данные о возрасте некоторых мезокайнозойских образований Арм ССР. Науки о Земле, № 1, 1987С 35-38.
3. Григорян С.М. Нуммулитойды и орбитойды Армянской ССР. Ереван, Изд АН Арм ССР, 1986, 250 с
4. Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Гужиков А.Ю. Фрагменты поведения палеонапряженности в раннемеловую эпоху // Физика Земли. 2003. № 4. С.77-80.
5. Мартиросян Я.А. Биостратиграфия поздне меловых и раннепалеогеновых отложений юга Армянской ССР. Ереван, Изд АН Арм ССР, 1986, 250 с.
6. Сирунян Т.А. Палеомагнетизм мезозоя Армянской ССР. Ереван, Изд АН Арм ССР, 1981, 150с.

7. Саркисян О.А., Харазян Э.Х. и др. Результаты и задачи стратиграфических исследований в Республике Армения. Науки о Земле, НАН РА, 2004, №3, с. 3-12
8. В.П.Щербаков, Н.К.Сычева, В.В.Щербакова. Эволюция величины магнитного момента Земли в геологическом прошлом. Геофизические исследования. 2008, том 9, № 2. С.7-24.
9. Gradstein F. M., J. G. Ogg, A. G. Smith et al. A Geologic Time Scale 2004, University Press, Cambridge.
10. Perrin and Shcherbakov. Paleointensity of the Earth's Magnetic Field for dipole structure during the Mesozoic low. J. Geomag. Geoelectr. 1997, v. 49, p. 601-604.

Петромагнетизм осадков озера Гранд, Северо-Восток России

Минюк П.С.¹, Ложкин А.В.¹, Субботникова Т.В.¹, Андерсон П.М.²

¹ СВКНИИ ДВО РАН, Магадан

² Вашингтонский университет, Сизтл, США

Озеро Гранд находится в Магаданской области (151°53'Е, 60°44'N), входит в группу Эликчанских озер, расположенных на водоразделе Арктического и Тихоокеанского бассейнов. Глубина его достигает 22.5 м, длина – 4 км, ширина – до 1.3 км. Окружающие озеро горы сложены меловыми вулканогенными и юрскими осадочными породами. Вулканические породы доминируют и представлены преимущественно риолитами. Продукты их выветривания являются главным источником обломочного материала, поступающего в озеро. Бурение озера проводилось весной (со льда) и летом в разные годы с использованием пробоотборника Ливингстона. Осадки исследовались палинологическим, палеомагнитным, диатомовым методами, верхняя часть разреза датирована радиоуглеродным методом. В настоящей работе приводятся петромагнитные данные осадков скважины 13. Палинологическим материалы по этой скважины с выделением 12 спорово-пыльцевых зон приведены в работе [1]. По комплексному обоснованию формирование осадков озера отнесено к изотопным стадиям (МИС) 1–4. Осадки МИС 4 небольшой мощности слагают основание осадочного чехла озера.

Измерения магнитной восприимчивости (МВ, k) и термокаппатрия выполнены на многофункциональном каппаметре MFK1-FA с печкой CS-3 (AGICO Ltd.). Образцы нагревались до 700°C с последующим охлаждением до комнатной температуры со скоростью прогрева и остывания около 12–13°C/мин. Термокаппатрия отдельных образцов проведена в аргоновой среде. Термомагнитный анализ (J_s -T) выполнен на магнитных весах (КГУ), скорость прогрева составляла 100°C/мин. Исследовались осадки и отсепарированная магнитная фракция. Под микроскопом в проходящем свете изучались слайды (smear slides). Минеральный состав определен на приборе Qemscan (Австралия), включающем растровый микроскоп EVO-50 и энергодисперсионную систему Quantax Espirit (Bruker). Гистерезисные параметры (J_s , J_{rs} , H_c , H_{cr}) получены на коэрцитиметре J-meter (КГУ). Геохимический состав осадков выполнен рентгено-флуоресцентным методом.

Четыре литологических слоя выделено в осадочном разрезе колонки. Слой 1, глубина 0–320 см, сложен органогенными неслоистыми илами (диатомитами) и слоистыми органогенными алевритами – в нижней (1б, глубина 150–320 см). На глубине 262.5–263.5 см отмечен прослой белой тефры кислого состава, коррелятной с тефрой кальдеры Курильского озера (Камчатка), имеющей возраст около 7600 тыс. лет [2]. Тефра является важным маркером при корреляции осадков скважин. Практически немагнитными является верхняя часть разреза (1а), где МВ имеет отрицательные значения. МВ нижней части слоя (1б) составляет $0–295 (95) \times 10^{-6}$ СИ, $J_s = 0.022–0.066$ мАм²/кг, $J_{rs} = 0.005–0.011$ мАм²/кг. В слое установлено 4 пыльцевых зон, относящихся к изотопной стадии 1.

Слой 2, глубина 320–627 см, имеет четкую слоистость выраженную чередованием алевритов серых, голубовато серых (бежевых в окисленном состоянии) с тонкими прослоями черных, оливково-зеленоватых алевритов до 1 см мощности. Прослои имеют повышенные содержания фосфора и марганца и представляют, видимо, ископаемые редокс-слои. Для отложений слоя характерны низкие магнитные параметры: МВ = $57.2–500.5 (183) \times 10^{-6}$ СИ, $J_s = 0.0027–0.095 (0.026)$ мАм²/кг, $J_{rs} = 0.0008–0.014 (0.0048)$ мАм²/кг. Согласно палинологическим данным (травянистая палинозона 5) и радиоуглеродным датировкам накопление осадков проходило в холодных климатических условиях в изотопную стадию 2.

Слой 3, глубина 627–965 см, – сложен массивными неслоистыми алевритами, включающими песчаный материал. Эти отложения самые магнитные в разрезе, хотя они неоднородные по магнитным свойствам. МВ варьирует в пределах $87.1–1300 (478) \times 10^{-6}$ СИ. Величины J_s составляют 0.0048–0.13 (0.036) мАм²/кг, J_{rs} изменяется от 0.0012–0.015 (0.053) мАм²/кг. Минимальные значения магнитных параметров отмечены на глубинах 715–725 и 900–930 см. Накопление осадков слоя 3 отнесено к изотопной стадии 3. Палинозоны 6–11, установленные в слое, отражают неоднократную смену растительности и климатических обстановок. Ход кривых процентного содержания пыльцы деревьев и кустарников совпадает с кривой магнитной восприимчивости – интервалам с высокими магнитными параметрами соответствуют высокие процентные содержания пыльцы древесных и кустарников, указывающие на более теплый климат.

Слой 4, глубина 965 см–основание, представлен голубовато-серыми глинами, алевритами. Основание скважины сложено песчано-гравийными отложениями. Глины и алевриты слабомагнитные: МВ = $58.5–89.7 \times 10^{-6}$ СИ, $J_s = 0.0026–0.0048$ мАм²/кг; $J_{rs} = 0.00057–0.0009$ мАм²/кг.

Палинозона 12, выделенная в слое, отражает травянистую растительность и относится к холодной изотопной стадии 4.

Установлено, что магнитная восприимчивость осадков позитивно коррелируется с J_s ($r^2 = 0.59$) и J_{rs} ($r^2 = 0.32$). Отношения J_{rs}/J_s , V_{cr}/V_c , вынесенные на диаграмму Дея, расположены в области псевдо-однодоменных частиц. Сильной дифференциации осадков по доменному состоянию не наблюдается, хотя распределение осадков слоя 1 сдвинуто к однодоменной области, в то время

как ореол образцов слоя 3 ближе к многодоменной (рис. 1а). Считается, что отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ уменьшается с уменьшением размерности осадка [3]. Для осадков стадии 2 и стадии 3 отношение составляет 3.56 и 3.93, соответственно. Корреляция SiO_2 и Al_2O_3 для стадии 3 составляет 0.59, для стадии 2 – 0.15. Судя по распределению содержаний на диаграмме $\text{SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3$, отложения теплой стадии обеднены Al_2O_3 и сложены более грубым материалом.

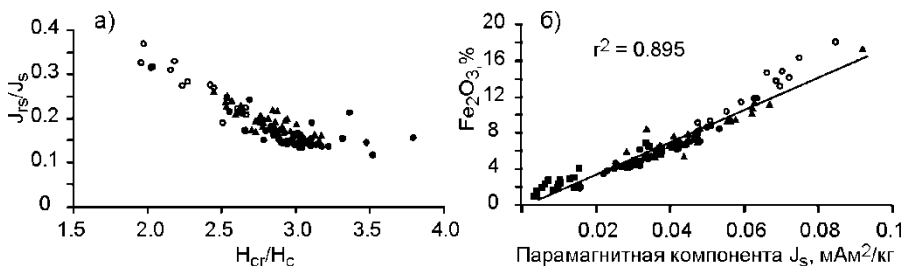


Рис. Диаграмма Дея (а) и зависимость содержания общего железа от парамагнитной компоненты намагниченности насыщения (б). Символы: заливные квадраты - слой 1а; не заливные кружочки-слой 1б; треугольнички - слой 2; заливные кружочки - слой 3.

Рис. 1.

Анализ распределения магнитных параметров и концентрации общего железа по разрезу выявил, что Fe_2O_3 не коррелируется ни с магнитной восприимчивостью ($r^2 = 0.048$), ни с ферромагнитной компонентой намагниченности насыщения ($r^2 = 0.001$), ни с остаточной намагниченностью насыщения ($r^2 = 0.088$). Однако наблюдается хорошая положительная корреляция с парамагнитной компонентой намагниченности ($r^2 = 0.895$), причем для осадков всех стадий (рис. 1б). Железо находится преимущественно в парамагнитных железосодержащих минералах. Для отложений скважины наблюдается прямая корреляция Fe_2O_3 , P_2O_5 и MnO . Повышенные содержания этих элементов связываются с наличием вивианита. Этот минерал повсеместно присутствует в осадках, преимущественно в виде пылеватых голубых скоплений, реже в виде твердых кристаллов и конкреций. Данные исследования энергодисперсионной спектроскопией свидетельствуют, что в составе кристаллов главными элементами являются фосфор, железо и примесь марганца, чем они схожи с вивианитами озера Эльгыгитгын [4]. На кривых зависимости намагниченности насыщения от температуры отчетливо выделяется перегиб при температурах 180–200°C и падение при $T = 320\text{--}340^\circ\text{C}$, которые связываются с дегидратацией вивианита и окислением двухвалентного железа (рис. 2).

Состав магнитной фракции отложений разнообразный. Основными минералами являются малотитанистые титаномагнетиты и магнетиты. Как правило, эти минералы подвержены низкотемпературному окислению (маггемитизации), результат которого выражен в виде трещин растрескивания на зернах, что видно на микрофотографиях (рис. 2Г). На кривых $k\text{--}T$ и $J_s\text{--}T$ маггемит проявляется в виде перегиба в области температур около 400°C при переходе его в гематит. Многие титаномагнетиты включают незначительную примесь

марганца, хрома, магния, алюминия, кремния. Встречаются единичные зерна ильменита. В процессе термомагнитного анализа происходит активное окисление зерен и сдвиг точек Кюри к более высоким температурам, намагниченность насыщения и магнитная восприимчивость после нагревов значительно уменьшается. Точки Кюри более отчетливо фиксируются на кривых нагрева в аргоновой среде, где окисление незначительно. Кривые термомагнитного анализа, снятые по осадкам, сложные и разнообразные. Все они фиксируют термопревращения, выраженные в образовании преимущественно магнетита. На некоторых кривых нагрева, особенно из осадков обогащенных железом, отмечается рост восприимчивости в области температур 400°–500°С, вызванный влиянием органики на термопревращения и наличием сульфидов железа – пирита. На некоторых кривых остывании пирит диагностирован по переходу его в моноклинный пирротин. Кривые ТМА, полученные по пескам (основание скважины), аналогичные кривым магнитной фракции пляжа (песок, гравий). В слое 2, особенно в нижней части, в незначительных количествах обнаружен грейгит. Редкие пылеватые скопления грейгита в виде пудры, очищенные от осадка, исследованы на приборе Qemscan (рис. 2Б, В). В составе грейгита определены железо и сера, размер зерен меньше микрона. В ряде случаев грейгит выполняет створки диатомей (рис. 2В). Отношение J_r/J_s для грейгита не высокое и составляет около 0.3. На кривых J_s -Т и k-Т грейгита отмечается спад J_s и k начиная с 200–250°С с минимальными значениями около 400°С, что связывается с разрушением этого минерала. При более высоких температурах нагрева образуются маггемит (магнетит) и гематит. По кривым ТМА грейгит не отличается от маггемитизированных магнетитов, так как температуры разрушения этих минералов очень близкие.

Для выяснения причин связи магнитных параметров с климатом анализировался комплекс магнитных и геохимических характеристик. Для верхней части разреза (стадия 1) установлена значимая обратная корреляция магнитной восприимчивости с содержанием кремнезема ($r^2 = 0.94$). В этом случае низкие магнитные величины обусловлены разбавлением магнитоносителей кремнеземом, преимущественно биогенного происхождения (диатомитами). Однако для отложений стадий 2, 3 и 4 такой корреляции не наблюдается. Магнитная восприимчивость отложений этих стадий коррелируется с химическим индексом изменения (CIA). Индекс рассчитывается по формуле $Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+Na_2O) \times 100$ [5]. Осадки холодных стадий химически более изменены и менее магнитные по сравнению с осадками теплых стадий. Предполагается, что магнитные свойства и геохимические характеристики контролировались различными условиями седиментации и диагенеза осадков. Во время ледниковья, на озере был постоянный ледовый покров, в летнее время по периферии озера существовала узкая кромка оттаивания.

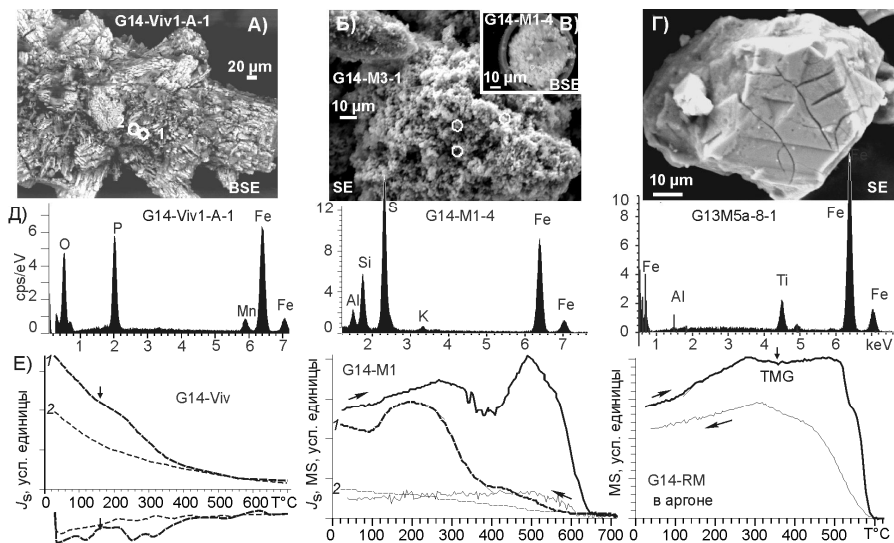


Рис. Железосодержащие минералы осадков озера Гранд. А-Г- изображение в обратно рассеянных (BSE) и вторичных (SE) электронах: А) - вивианит; Б, В (в створке диатомей)- грейгит; Г) - титаномагнетит, Д) - энергодисперсионные спектры, Е) - данные термомангнитного анализа: пунктирные (сплошные) линии - кривые J_s -T (MS-T); цифры курсивом - нагревы; ТМГ - титаномагнетит

Рис. 2.

Лед не позволял перемешиванию воды, вследствие чего в бассейне доминировала восстановительная среда, благоприятная для накопления сульфидов. В центральных части озера поступал материал в виде взвесей, химически более измененных, чем грубые осадки. Безкислородные условия, наличие органики (ее больше в холодных стадиях) способствовали растворению магнитных зерен, что приводило к уменьшению “магнитности” осадка. Следы растворения видны на микрофотографиях некоторых зерен в виде пор, каверн, пустот. Освобожденное железо концентрировалось в аутигенных сульфидах железа (пирит, грейгит), вивианите и, видимо, осаждалось в виде аморфных FeO. На воздухе это железо мгновенно окисляется, вследствие чего осадок меняет цвет с синевато-серого на бежевый. Во время теплой стадии 2 водостоками поставлялся как тонкий, так и грубый материал в озеро, где господствовала окислительная среда. Приносимый материал был менее химически измененный, обогащен мобильными элементами Ca, Na и K, а также неизменными магнитными минералами, что отразилось на магнитных свойствах осадка.

Распределения по слою 2 и 3 магнитных параметров, содержания отдельных элементов (TiO_2), геохимических индексов и отношений, а также концентраций пыльцевых таксонов носят закономерный характер и отражают условия накопления осадка, которые в свою очередь контролировались климатом. Сопоставление имеющихся данных с известными палеоклиматическими летописями ледяных щитов, океанских осадков свидетельствует, что выявленные рубежи наиболее ярко выраженных изменений обусловлены глобальными причинами.

Исследования поддержаны грантами ДВО РАН: 12-II-CO-08-024; 12-III-A-08-191; 12-III-B-08-191.

1. Ложкин А.В., Андерсон П.М., Браун Т.А., Важенина Л.Н., Матросова Т.В., Минюк П.С., Пахомов А.Ю., Соломаткина Т. Б. Новая летопись изменения климата и растительности северного Приохотья в течение изотопных стадий 1–4 // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 63–70.
2. Ponomareva V.V., Kyle P.R., Melekestsev I.V., Rinkleff P.G., Dirksen O.V., Sulerzhitsky L.D., Zaretskaia N.E., Rourke R. The 7600 (¹⁴C) year BP Kurile Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationships // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2004. V. 136. P. 199–222.
3. Weltje G. J. and von Eynatten H. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook // Sedimentary Geology. 2004. V. 171. P. 1–11.
4. Минюк П.С., Горячев Н.А., Субботникова Т.В. Магнитные и термомагнитные свойства вивианитовых конкреций из осадков озера Эльгыгытгын // Доклады РАН. 2012. Т. 447. № 1. С. 1–3.
5. Nesbitt H. W., and Young, G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

Палеомагнетизм верхоленской свиты и проблема относительных перемещений Алданского и Ангаро-Анабарского блоков Сибирской платформы

Павлов В.Э., Шаццлло А.В., Магомедов М.С.

Институт физики Земли РАН, Москва

Гипотеза относительного вращения Алданского и Ангаро-Анабарского блоков Сибирской платформы [1] имеет довольно прочную доказательную базу, основанную, главным образом, на палеомагнитных результатах, полученных для четырех возрастных уровней: границы среднего и позднего рифея, среднего кембрия, верхнего кембрия и среднего ордовика (лландейло). Между тем, качество данных, имеющихся на настоящий момент для разных временных уровней, неодинаково. В то время как для рифея, среднего кембрия и среднего ордовика результаты получены с использованием современных техники и методики, процедура, использовавшаяся при изучении соответствующих верхнекембрийских пород (преимущественно, пород верхоленской свиты), не отвечает, или не полностью отвечает современным требованиям, предъявляемым к такого рода исследованиям. Естественно, это ставит вопрос о переизучении верхоленской свиты с использованием современных техники и методики. Дополнительный интерес переизучению верхоленской свиты придает то, что слагающие ее породы широко распространены в областях Сибирской платформы, относящихся как к Алданскому и Ангаро-Анабарскому ее блокам, так и к предполагаемой переходной зоне между ними.

В рамках настоящей работы нами были выполнены исследования ряда разрезов верхоленской свиты и близкой ей по возрасту эвенкийской серии, расположенных (Рис. 1):

1. В среднем течении реки Ангара, недалеко от поселка Пинчуга; отобрано два сайта, всего 35 образцов.
2. В верхнем течении реки Ангара, было отобрано семь сайтов вдоль левого берега между поселками Ангарский и Шарагай, в общей сумме 100 образцов.
3. На реке Чуя; отобраны 23 образца;
4. На реке Лена недалеко от поселка Пеледуй; 30 образцов, 2 сайта.
5. На реке Чара; 44 образца.

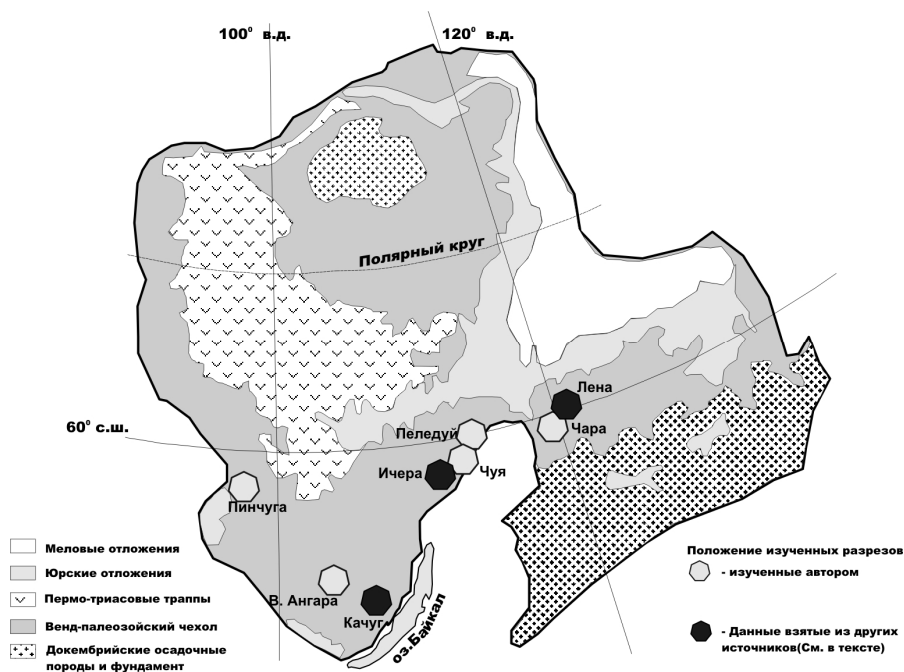
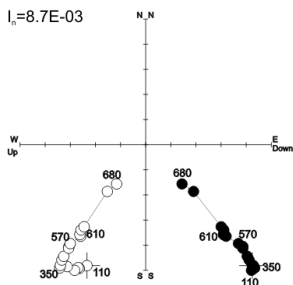


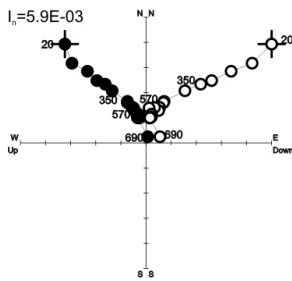
Рис. 1. Географическое положение обсуждаемых объектов.

Температурная магнитная чистка отобранных коллекций (Рис. 2) показывает, что естественная остаточная намагниченность изученных пород включает в себя, как правило, две компоненты. Первая, менее стабильная и не всегда четко выраженная компонента разрушается обычно при прогреве до 300-350°C и имеет направление близкое к направлению современного магнитного поля. Эта компонента, вероятно, возникла относительно недавно в результате магнитовязких процессов и/или при вторичных преобразованиях пород в зоне гипергенеза.

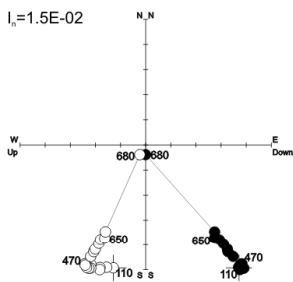
Образец 18(Пинчуга)



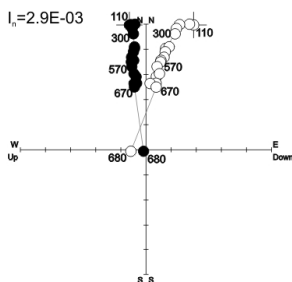
Образец 19(В. Ангара)



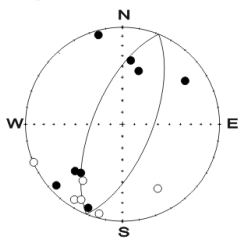
Образец 28(Пинчуга)



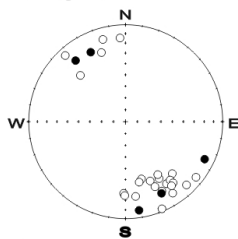
Образец 204(Чуя)



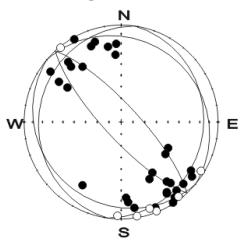
Чара



Пинчуга



В. Ангара



Чуя

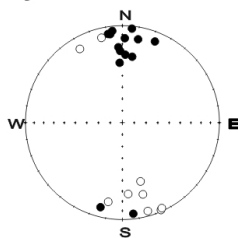


Рис. 2. Температурная магнитная чистка образцов и распределения направлений характеристической компоненты намагниченности по обнажениям.

Более стабильная (характеристическая) компонента имеет максимальные разблокирующие температуры заметно большие 600°C, биполярна и характеризуется южными и юго-восточными (северными и северо-западными) склонениями и низкими наклонениями. Средние направления характеристической компоненты для всех изученных обнажений, за исключение обнажения Пеледуй, приведены в табл.1. Мы не принимаем в расчет данные по Пеледую, в связи с тем, что получили по нему две группы образцов со статистически различными направлениями. Чем это вызвано мы надеемся выяснить в последующих исследованиях. На данный момент выдвинуто предположение о сдвиге блока, из которого отбирались образцы одного из сайтов.

Таблица 1. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы.

Место отбора, полярность палеомагнитных направлений, Координаты Места отбора	Палеомагнитное направление				Палеомагнитный полюс					Ссылки
	N	Dcp (°)	Icp (°)	α_{95} (°)	$\gamma/\gamma_{кр}$ (°)	Φ (°)	Λ (°)	dp/dm(°)	A95 (°)	
Пинчуга RN; 58.4N, 96.9E	2/ 30	154.9	-13.0	8.5	27.7/ 18.2	-34.7	127.7	4.4/ 8.7	6.2	настоящая работа
Верхняя Ангара RN, 54.6N, 103.2E	40	145.8	1.9	7.8	18.5/ 27.6	-27.7	142.6	3.9/ 7.8	5.5	настоящая работа
Качуг RN, 53.4N, 105.5E	9/ 170	159.0	-9.0	7.2	9.1/ 14.2	-38.2	132.5	3.7/ 7.3	5.2	Апарин и др. 2009
Ичера, 58.5N, 109.8E						-38.0	124.0	2.4/ 4.6	3.3	Родионов и др. 1998
Чуя, RN, 58.9N, 112.1E	1/ 23	175.6	-12.9	7.7	7.9/ 15.8	-37.5	117.6	4.0/ 7.8	5.6	настоящая работа
Чара, N, 59.5N, 119.1E	2/ 15	194.5	-8.1	16.9		-33.5	101.7	8.6/ 17.0	12.0	Настоящая работа
Лена, RN 61.0N, 121.0E	8/ 17	201.0	-26.0	10.5	17.2/ 22.0	-40.0	94.0	6.1/ 11.3	6.8	Константинов и др. 2011

Примечания: Dcp, Icp, α_{95} – среднее склонение, среднее наклонение и радиус круга доверия. $\gamma/\gamma_{кр}$ - параметры теста обращения [McFadden and McElhinny, 1990], γ – угловое расстояние, $\gamma_{кр}$ - критическое угловое расстояние; Φ , Λ , dp/dm, A95 – широта палеомагнитного полюса, долгота палеомагнитного полюса, полуоси овала доверия, и радиус круга доверия.

Для ряда изученных разрезов тест обращения дает положительный результат (Верхняя Ангара - $\gamma/\gamma_{кр} = 18,5^\circ/27,6^\circ$; р.Чуя - $\gamma/\gamma_{кр} 7,9^\circ/15,8^\circ$). В тех

случаях, где результат теста отрицательный (Пинчуга) мы полагаем, что это связано с неполным удалением современной компоненты намагниченности.

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. Первичность выделенной компоненты поддерживается также независимостью палеомагнитного направления от магнитной минералогии (компоненты связанные с гематитом и магнетитом (Рис. 3) имеют практически одно и то же направление).

Палеомагнитные полюсы, рассчитанные на основе данных, полученных в этой работе, а также в недавних работах Родионова с соавторами [2] по обн. Ичера, Апарина с соавторами [3] по р. Качуг и Константинова с соавторами по р.Лена [4] представлены в табл. 1 и на рис. 4. Как видно из рисунка, все полученные полюсы расположены на дуге малого круга, проведенного через некоторую условно среднюю точку для изученных обнажений. При этом восточные обнажения, принадлежащие к Алданскому блоку (Чуя, Чара, Лена), дают более западные полюсы, а западные обнажения, принадлежащие Ангаро-Анабарскому блоку (1,2,3) – более восточные полюсы. Обнажение Ичера, расположенное в предполагаемой переходной зоне, находится в средней части распределения. Длина дуги малого круга, вдоль которой расположены рассматриваемые полюсы составляет примерно 25°. Описанное распределение палеомагнитных полюсов является прямым указанием на относительное вращение Алданского и Ангаро-Анабарского блоков в послекембрийское время и может рассматриваться как еще одно важное доказательство этой гипотезы.

1. Pavlov, V. E., V. Bachtadse, and 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*, 276(3-4), 229–242.
2. Родионов В.П., Храмов А.Н., Писаревский С.А., Попов В.В., Иосифиди А.Г. Палеомагнитные инверсии в раннем палеозое. 1- Позднекембрийская инверсия, записанная в разрезе Ичера, юг Сибирской платформы. // Физика Земли. 1998. № 12. С.50.
3. Апарин В.П., Хузин М.З., Константинов К.М., Константинов И.К. Палеомагнитные исследования пород верхоленской свиты среднего-позднего докембрия (верхнее течение р.Лена). Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Материалы семинара. Борок, 22-25 октября 2009 г. Ярославль, 2009. С.12-17.
4. Константинов И.К., Хузин М.З., Константинов К.М. Палеомагнитные исследования пород верхоленской свиты верхнего кембрия (юг Сибирского кратона) // Наука и образование, 2011, №3 (63). – С. 10-15.

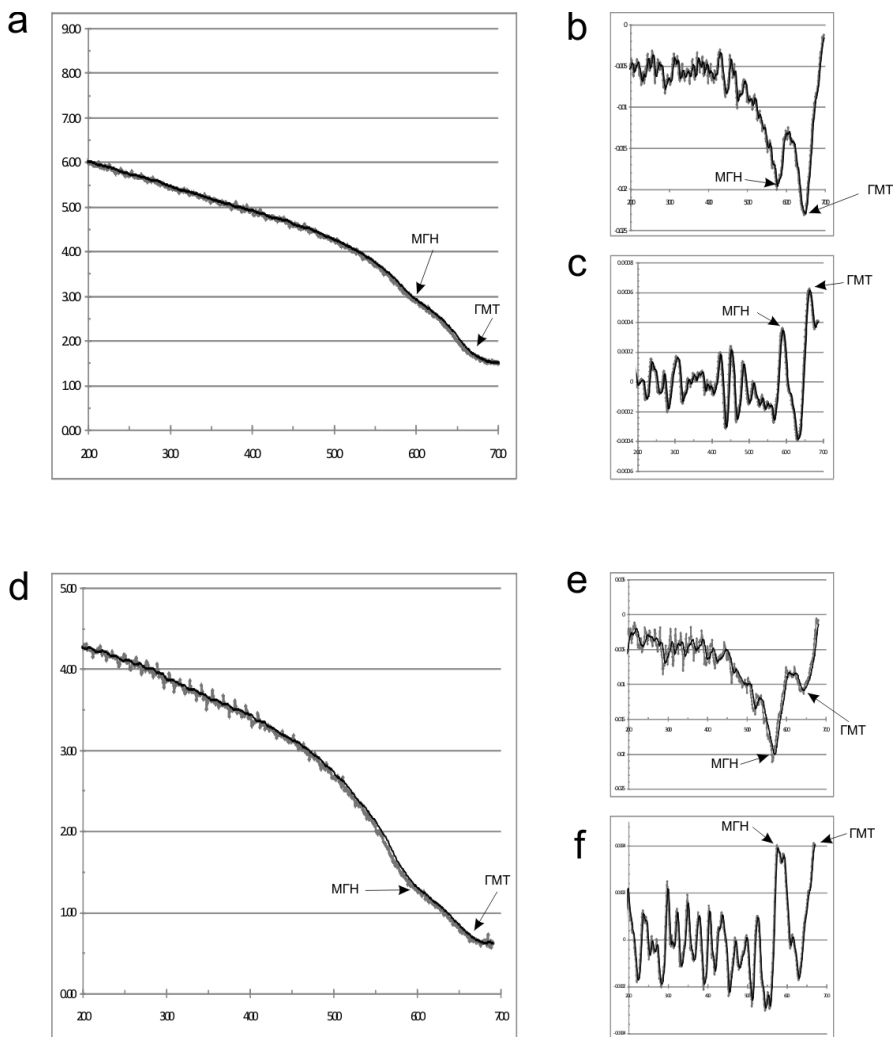


Рис 3. Термокривые намагничности $I_s(T)$ для образцов Чуя 192(a,b,c) и Пинчуга 7(d,e,f). a,d - термокривая, b,e - первая производная, c,f- вторая производная. МГН - магнетитовая фаза, ГМТ - гематитовая фаза. Сплошная кривая - линейная аппроксимация исходных данных.

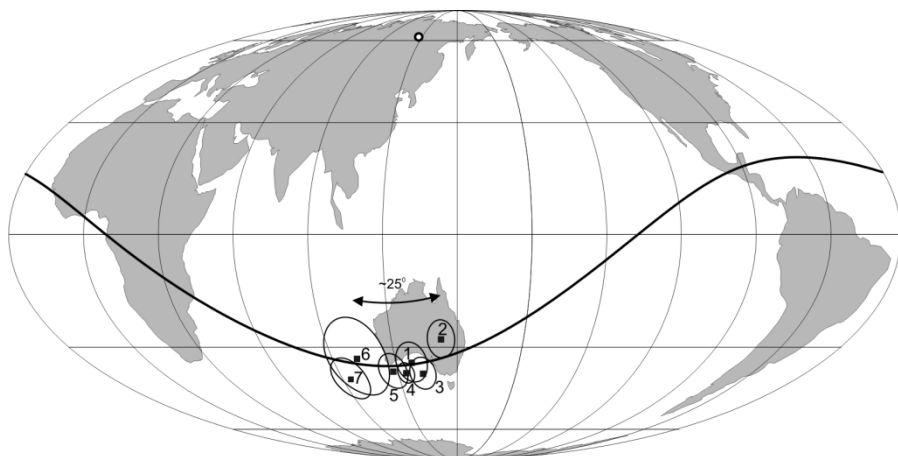


Рис. 4. Географическое положение полюсов. 1 – Пинчуга, 2 – Верхняя Ангара, 3 – Качуг, 4 – Ичера, 5 – Чуя, 6 – Чара, 7 – Лена.

Геохронология и палеомагнетизм вулканитов улканской серии юго-востока Алдано-Станового щита (новые данные)

Песков А.Ю., Диденко А.Н.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск

В процессе изучения Улканского прогиба [1], и, в частности, последних исследований [4] встал вопрос о возрасте сочленения Алдано-Станового щита и Ангаро-Анабарской провинции. Для последней имеются надежные палеомагнитные и геохронологические определения [2], позволяющие судить о широтном положении Ангаро-Анабарской провинции Сибирского кратона в палеопротерозое. Для палеопротерозойских пород Алдано-Станового щита таких определений явно недостаточно.

Маркирующим объектом для Алдано-Станового щита является Улканский прогиб, выполненный осадочно-вулканогенными образованиями и плутоническими комплексами пород [1,4]. Осадочно-вулканогенная серия (улканская серия) объединяет три свиты пород: топорикнскую, улкачанскую и элгэтэйскую общей мощностью более 3 км. Проведенные нами ранее геохронологические исследования вулканитов элгэтэйской свиты, а так же имеющиеся на сегодняшний день данные других исследователей [1,5] имеют разброс в интервале 1680-1840 млн. лет.

Новые U-Pb изотопные исследования были проведены в ГЕОХИ РАН (под руководством Е.В. Бибиковой) и в ИГиГД РАН (под руководством А.Б. Котова) для цирконов из вулканитов нижне- (проба D08/13) и верхнеэлгэтэйской подсвиты (проба D09/2) соответственно.

Цирконы из пробы D08/13 (трахириодациты нижнеэлгэтэйской подсвиты) имели плохую сохранность и носили преимущественно обломочный харак-

тер. Возраст данных цирконов составил 1738 ± 190 и 1716 ± 190 млн. лет (рис. 1). После лазерной абляции цирконов (удаление верхних слоев циркона и выделение его внутренних, наиболее «чистых» зон) возраст цирконов из пробы D08/13 составил 1855 ± 20 млн. лет. Поскольку такой возраст по вулканикам элгэтэйской свиты (1840-1860 млн. лет) был получен ранее другими исследователями наряду с более молодыми возрастными (1680-1735 млн. лет) это дает нам право предполагать о более древнем возрасте нижнеэлгэтэйских трахиодацитов (1840-1860 млн. лет). С другой стороны, состояние самих цирконов в породе (раздробленность, плохая сохранность) не позволяет с должной степенью надежности рассматривать этот возраст как истинный.

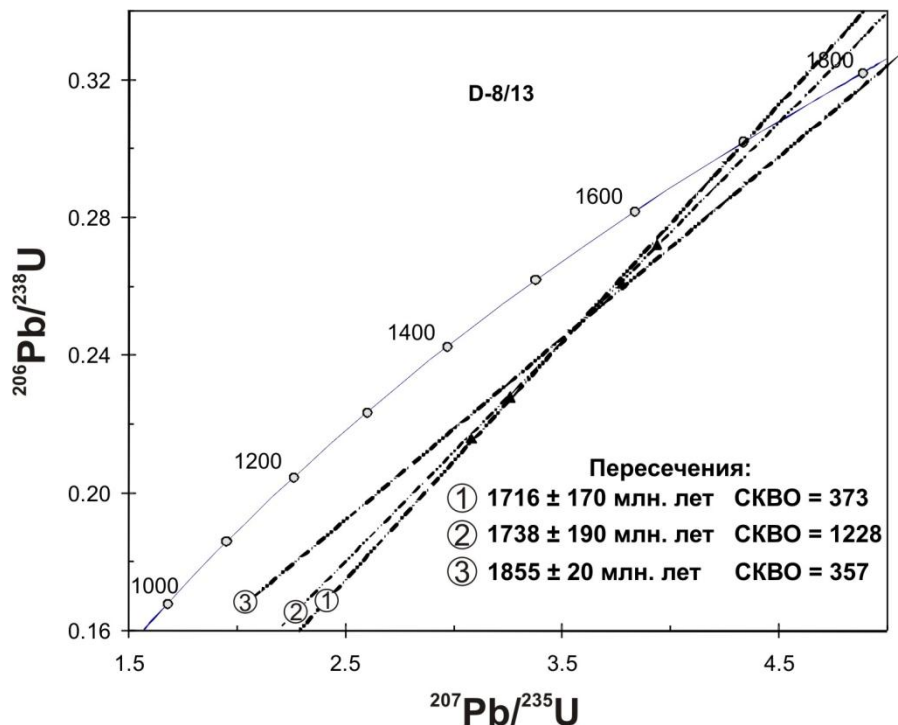


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для цирконов из трахириодацитов нижнеэлгэтэйской подсвиты.

Для цирконов из пробы D09/2 (трахириодациты верхнеэлгэтэйской подсвиты) проведена аэрообразивная, а так же кислотная обработка для одной навески в количестве 80 зерен с размером 150-200 мкм. Точки изотопного состава цирконов после кислотной обработки и аэрообразивной чистки с удалением порядка 60% вещества (верхних, более измененных слоев циркона) располагаются на конкордии в интервале 1732 ± 4 млн. лет (рис. 2). Морфологические особенности изученного циркона указывают на его магматическое происхождение, таким образом, значение конкордантного возраста

1732±4 млн. лет можно принимать в качестве наиболее точной оценки возраста трахириодацитов верхнеэлгэтэйской подсвиты.

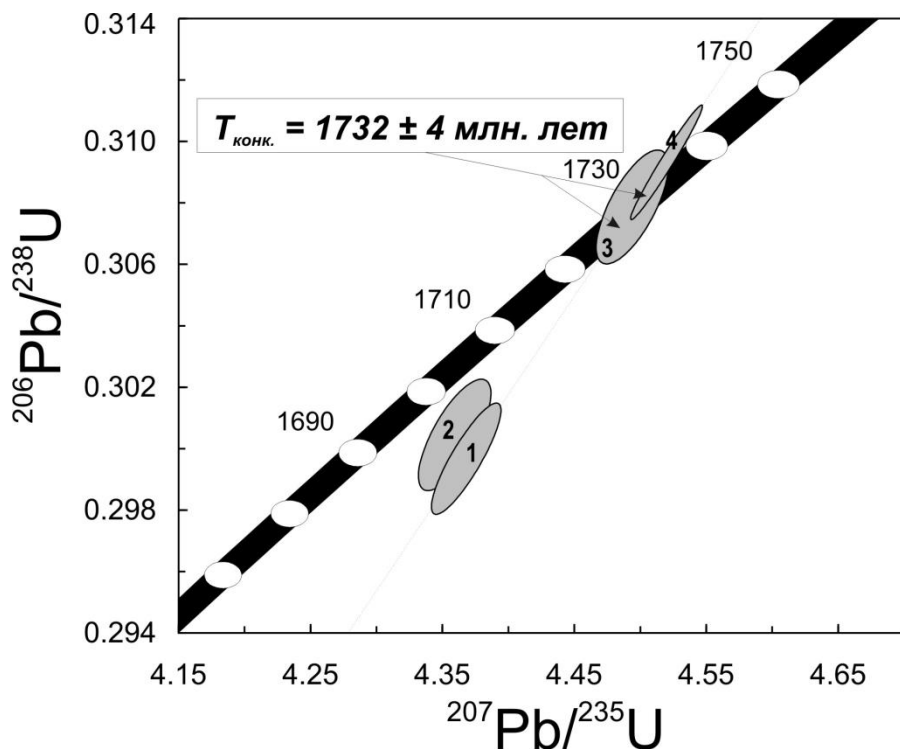


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из трахириодацитов верхнеэлгэтэйской подсвиты.

Полученные ранее [3] и новые дополнительные палеомагнитные исследования элгэтэйских вулканитов свидетельствуют о сохранившейся в них первичной (древней) компоненте намагниченности (положительный тест обращения в древней системе координат). Палеомагнитный полюс, рассчитанный по древней компоненте имеет координаты $Plat=-8.6^\circ$, $Plong=11.9$ ($d_p=3.4^\circ$ и $d_m=5.4^\circ$). Справедливо заметить, что полученный полюс не совпадает (с учетом поправки за разворот Алдано-Становой провинции относительно Ангаро-Анабарской в палеозое на 25 градусов [6]) с кривой кажущейся миграции полюса (ККМП) Сибирского кратона (рис. 3). Вероятнее всего это свидетельствует о тектонической неогерентности двух рассматриваемых геологических провинций на время образования вулканитов элгэтэйской свиты и древней намагниченности в них. Однако, на время 1725-1729 млн. лет (U-Pb возраст по гранитам Улканского массива [4]) Алдано-Становой щит стал единым целым с Ангаро-Анабарской провинцией, о чем свидетельствует совпадение палеомагнитных полюсов, полученных по разновозрастным гранитам (1729-1730 млн. лет) Улканского массива и Ангаро-Канского выступа [3].

Поскольку возраст трахидацитов элгэтэйской свиты составляет 1732 ± 4 и 1855 ± 20 млн. лет (для верхнее- и нижнеэлгэтэйской подсвиты соответственно), то интервал времени между образованием вулканитов элгэтэйской свиты и внедрением гранитов Улканского массива может составлять как 7 – 12 млн. лет, так и 110 – 150 млн. лет. Полученные палеомагнитные данные свидетельствуют, что оба блока за этот интервал времени сместились на север (порядка 5°). Алдано-Становой блок, в отличие от Ангаро-Анабарского претерпел разворот по часовой стрелке на 70° и стал полностью тектонически когерентным Сибирскому кратону на 1725 млн. лет (Рис. 3).

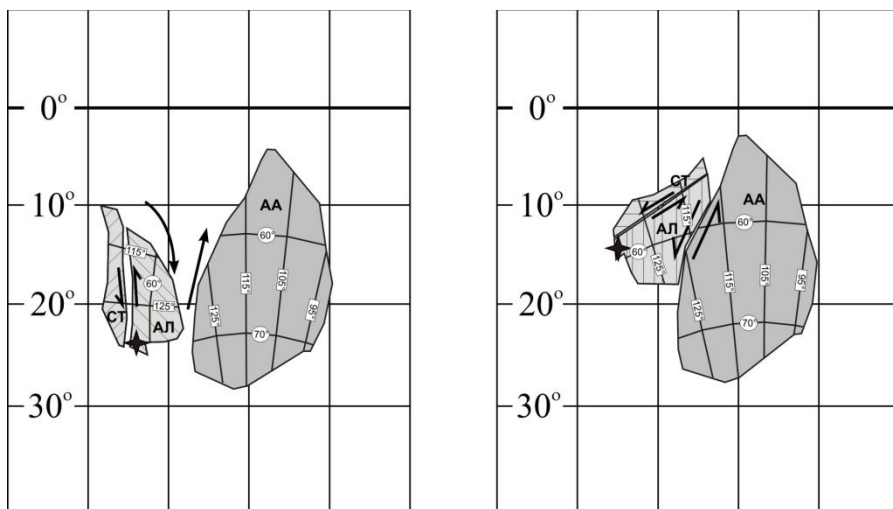


Рис. 3. Палеорекострукции совместного положения Алдано-Станового и Ангаро-Анабарского блоков. Условные обозначения для: АА, АЛ, СТ – Ангаро-Анабарский, Алданский и Становой блоки, соответственно. Числа в кружках и прямоугольниках – значения современных параллелей и меридианов, соответственно.

1. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с
2. Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикова Е.В. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизийных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. 2005. № 2. С. 66-83.
3. Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Авдеев Д.В., Бибикова Е.В., Кирилова Т.И., Фугзан М.М. Геохимия, геохронология и палеомагнетизм палеопротерозойских образований Улканского прогиба (юго-восток Алдано-Становой провинции) / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 7. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 90-91.
4. Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Песков А.Ю., Пересторонин А.Н., Авдеев Д.В., Бибикова Е.В., Кирилова Т.И., Фугзан М.М. Геохимия и геохронология магматических пород Улканского прогиба (новые данные) / Тихоокеанская Геология №5. 2010. С. 44-70.

5. *Larin A.M., Amelin Yu.V., Neymark L.A., Krymsky R.Sh.* The Origin of the 1.73–1.70 Ga Anorogenic Ulkan volcano-plutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from Geochronological, Geochemical and Nd-Sr-Pb: Isotopic Data // Manuscript received for publication on May, 1997. An. Acad. Bras. Ci. / V.69, № 3. 1997. P.295–312
6. *Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V.* New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks // Earth and Planetary Sci. Lett., 2008, v. 276, p. 229-242.

О физической природе термовязкой остаточной намагниченности крупнозернистого магнетита

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

Физический факультет СПбГУ, Санкт-Петербург

И Всё разнообразие остаточных намагниченностей горных пород можно представить двумя классами: классом изотермических видов намагниченностей и – термогенетических.

Намагниченности первого, *изотермического класса*, образуются при неизменной температуре в постоянном магнитном поле с одновременным воздействием на образец горной породы одного или нескольких физических факторов. Такими дополнительными (к постоянному полю) факторами могут быть, например: время, переменное магнитное поле с убывающей амплитудой, механические нагрузки, а также процессы рекристаллизации и химические превращения. Намагниченности *термогенетического класса* возникают только при изменении температуры в присутствии постоянного магнитного поля H .

Важнейший в палеомагнитологии вид намагниченности термогенетического класса – *термоостаточная намагниченность* J_{rt} . Помимо термоостаточной – к этому классу относятся переходная термоостаточная намагниченность двух типов: $J_{rt+20^{\circ}C, H}^{+20^{\circ}C}$ – первого типа, $J_{rt-196,5^{\circ}C, H}^{-196,5^{\circ}C}$ – второго [1]. И, наконец, при нагревании образца горной породы в поле H до некоторой температуры T_2 , меньшей точки Кюри T_C магнетита, обычно до блокирующей – T_0 , с последующим охлаждением в $H=0$ до комнатной, – наблюдается *полная термовязкая остаточная намагниченность* $J_{rtv_{T_1, H}^{T_0}}$ [2]. Если нагревание осуществляется в интервале температур $[T_1, T_2]$, где $T_1 > +20^{\circ}C$, а $T_2 < T_0$, то намагниченность, измеренную при комнатной температуре, назовём *парциальной термовязкой остаточной намагниченностью* $J_{rtv_{T_1, H}^{T_2}}$. К классу термогенетических намагниченностей следует также отнести, пока ещё недостаточно изученную, *термохимическую остаточную намагниченность* [2].

Иногда термин *термовязкая* используется применительно к вязкой остаточной намагниченности $J_{rv}^{(T_1)}$, образованной при некоторой температуре T_1 , большей или меньшей $+20^\circ\text{C}$. Это – принципиально не верно, так как, независимо от того, при какой температуре осуществляется измерение намагниченности (при T_1 или 20°C), $J_{rv}^{(T_1)}$, по сути, – вязкая остаточная намагниченность, образованная при постоянной заданной температуре T_1 . Потому, в отличие от термовязкой намагниченности, вязкая остаточная намагниченность $J_{rv,H}^{(T_1)}$, образованная при T_1 , относится к изотермическому классу.

Термовязкая остаточная намагниченность обнаружена В. А. Шашкановым при изучении зависимости полной мгновенной намагниченности образцов магнетитов Ангаро-Илимского региона от температуры при их нагревании в постоянном магнитном поле [3]. Им была предложена теория $J_{rv}^{-196,5^\circ\text{C}}_{rv,+20^\circ\text{C},H}$, основанная на концепции магнитной вязкости Стрита и Вулли. Объекты изучения – образцы Ангаро-Илимского месторождения, которым свойственно явление α -памяти. В 70^х годах прошлого века это явление магнетизму горных пород «не было известно». Первой работой, в которой показано существование α -памяти J_{rv} , стала работа [4]. Результаты более полного исследования как термовязкой остаточной намагниченности, так и её α -памяти, представлены в работе [2]. Тем не менее, для понимания явления, этого оказалось недостаточно. Попытка проверки выполнимости законов аддитивности (ЗА) $J_{rv}^{T_2}_{rv,T_1,H}$ предпринята нами в этой работе.

II Понятие парциальной намагниченности ранее было применимо только для термоостаточной намагниченности. Термин парциальная термоостаточная намагниченность – $J_{rv}^{T_2}_{rv,T_1,H}$ ($T_2 < T_1$) введён Э. Телье при палеомагнитных исследованиях образцов, основным магнитным минералом которых был гематит. В силу особенности магнетизма кристаллов гематита, они – однодоменны в широком интервале размеров: до 1 мкм, а с учётом неизометричности зёрен, и более. При отсутствии магнитного взаимодействия между частицами, а это возможно только при малой их концентрации, каждый из кристаллитов имеет единственную блокирующую температуру T_b . В отличие от гематита, зёрна магнетита тех же размеров многодоменны, а потому характеризуются спектром блокирующих температур. Крупные магнетитовые зёрна, даже при их малой концентрации, могут взаимодействовать. Поэтому, в процессе образования $J_{rv}^{T_2}_{rv,T_1,H}$ границы температурного интервала $[T_1 - T_2]$ ($T_2 > T_1$) могут «размываться» (изменяться), и соответственно, ЗА – не выполняться.

Как отмечено ранее, термовязкая остаточная намагниченность $J_{rv}^{T_2}_{rv,20^\circ\text{C},H}$ является намагниченностью термогенетического типа. Так как её образова-

ние происходит в процессе нагревания образца до температуры T_2 в присутствии магнитного поля, а охлаждение – в отсутствие H , то подобно парциальной J_r , введём понятие **парциальной термовязкой остаточной намагниченности** $J_{rptvT_1,H}^{T_2}$, где, $T_1 < T_2 < T_C$. В определённом смысле слова, термовязкая – является антиподом термоостаточной намагниченности.

Основная задача исследования заключалась в получении зависимости значений $J_{rptv20^\circ C,H}^{T_2}$, $\alpha \left(J_{rptv20^\circ C,H}^{T_2} \right)$, а также $J_{r,H}^{(T_2)}(20^\circ C)$ – мгновенных остаточных намагниченностей, созданных при T_2 и измеренных при $20^\circ C$, от T_2 – температуры образования этих намагниченностей.

Объекты наших экспериментов по проверке выполнимости ЗА $J_{rptvT_1,H}^{T_2}$ – три образца из коллекции Ангаро-Илимских магнетитов, существенно различающихся по своим структурно-чувствительным параметрам. Для каждого температурного интервала $[T_1, T_2]$, в котором определялись величины намагниченностей, значения мгновенных остаточных намагниченностей $J_{r,H}^{(T_2)}(20^\circ)$, образованных при температуре T_2 и измеренных при $20^\circ C$, оказались сравнимы по величине с парциальными термовязкими намагниченностями. Поэтому разумно ввести понятие **истинной термовязкой намагниченности**, которую будем обозначать символом $J_{rptvT_1,H}^{\Delta T_2}$. Индекс Δ указывает, что

$J_{rptvT_1,H}^{T_2}$ – суперпозиция двух намагниченностей: мгновенной остаточной $J_{r,H}^{(T_2)}(20^\circ)$ и истинной – $J_{rptvT_1,H}^{\Delta T_2}$. Следовательно, $J_{rptvT_1,H}^{T_2} = J_{rptvT_1,H}^{\Delta T_2} + J_{r,H}^{(T_2)}(20^\circ)$. Именно $J_{rptvT_1,H}^{\Delta T_2}$ характеризует термовязкий эффект. Показано: для истинных $J_{rptvT_1,H}^{\Delta T_2}$, равно как и для их α -памяти, ЗА не выполняется. Таким образом:

1. Максимальный вклад в величину термовязкой и истинной термовязкой намагниченностей вносят парциальные намагниченности, образованные вблизи блокирующих температур (для всех 3-х образцов).

2. Наиболее ярко нарушение ЗА для $J_{rptvT_1,H}^{\Delta T_2}$ проявляется на самом «мягком» образце № 113.

3. Величина полной термовязкой намагниченности не зависит от скорости нагревания образца.

4. Величина мгновенной остаточной намагниченности $J_{r,H}^{(T_2)}(20^\circ)$, образовавшейся из ИАНС, – размагниченного состояния, полученного в результате нагрева образца до T_p в $H=0$ и охлаждения его до $20^\circ C$, также в $H=0$, –

существенно меньше намагниченности, полученной из «неполного» ИАНС [2]. Неполное ИАНС (*парциальное ИАНС*) – это состояние, при котором образец, имевший какую-либо J_r , например, $J_{r_{\text{прив}} T_1, H}^{T_2}$, нагревался при $H=0$ до $T \geq T_p$, затем охлаждался до T_1 (не до комнатной) тоже без поля, после чего при T_2 образовывалась мгновенная остаточная намагниченность $J_{r; H}^{(T_2)}(20^\circ)$. Причины этого до конца не ясны.

5. Для образца № 113 величина $a \left(J_{r_{\text{прив}} 580^\circ; 21,6 \text{ Э}}^{600^\circ} \right)$ достигает 100%. Границы температурного интервала образования намагниченности превышают T_C магнетита, находящегося в парамагнитном состоянии. Следовательно, формирование $J_{r_{\text{прив}} T_1, H}^{T_2}$ может осуществляться только за счет контактных частиц [2].

III При интерпретации результатов проверки выполнимости ЗА $J_{r_{\text{прив}} T_1, H}^{T_2}$ образцов крупнозернистого природного магнетита из зоны гипергенеза, мы попытались сравнить физические процессы, сопровождающие формирование парциальных термоостаточных и парциальных термовязких намагниченностей. Согласно теории TRM Л. Нееля, отсутствие магнитного взаимодействия в ансамбле магнитных зёрен, приводит к тому, что каждой i -той группе частиц одинакового размера и формы свойственна «своя» блокирующая температура T_{bi} [5]. Поэтому выполнение ЗА для таких ансамблей является естественным фактом. При охлаждении ансамбля невзаимодействующих частиц в поле H вектор спонтанной намагниченности \vec{J}_s каждой частицы блокируется, именно, при T_{bi} . В образовании $J_{r_{\text{прив}} T_1, H}^{T_2}$ «задействованы» только зёрна, критические поля перемагничивания которых $H_0 \leq H(T_{bi})$. Магнитное поле \vec{H} , как бы «выбирает» из температурного под-интервала $[T_1, T_2]$ свои зёрна, со своими T_{bi} . При создании $J_{r_{\text{прив}} T_1, H}^{T_2}$, температуры T_{bi} (из интервала $[T_1, T_2]$) зависят от поля \vec{H} , т. е. $T_1 \geq T_{bi}(\vec{H}) \geq T_2$ [5]. Для однодоменных взаимодействующих магнитных зёрен каждое из них находится в «своём» магнитном поле $\vec{H}_{\text{eff}} = \vec{H} + \vec{H}_{\text{вз}}$, где случайная величина $\vec{H}_{\text{вз}}$ является функцией температуры, так как $J_s = f(T)$; причём, $\vec{H}_{\text{вз}}$ зависит от пространственной топологии зёрен в объёме образца. Таким образом, при образовании парциальной J_r – охлаждение от T_1 до T_2 происходит не в поле \vec{H} , а в поле \vec{H}_{eff} .

Напомним, что блокирующие температуры T_{bi} из под-интервала $[T_1, T_2]$ зависят от величины и направления магнитного поля \vec{H} . Поэтому в «составе» $J_{rpt, T_1, H_{eff}}^{T_2}$ может быть задействовано другое количество зёрен, отчасти, с «новыми» T_{bi} , отличающимися от таковых для невзаимодействующих частиц. Следовательно, при большой концентрации магнитных зёрен интервал заданных температур $[T_1, T_2]$ в процессе охлаждения образца от T_1 до T_2 в присутствии магнитного поля $\vec{H}_{eff} = \vec{H} + \vec{H}_{\text{вз}}$ может изменяться. Интервал заданных температур $[T_1, T_2]$ превратится в $[T_1 + \delta T_1, T_2 + \delta T_2]$, а «добавки» δT_1 и δT_2 могут быть, как больше, так меньше нуля, а также равны нулю. Это может быть причиной нарушения ЗА.

Обратимся теперь к породам, содержащим крупные, а потому многодоменные ферритмагнитные зёрна. Более того, сузим круг интересующих нас пород до природных крупнозернистых магнетитов из зоны гипергенеза. Согласно модели природного крупного магнетитового зерна из зоны гипергенеза в магнитомягкой магнетитовой матрице неупорядоченным образом «распределены» субоднодоменные области – СО [6] и контактные частицы [7]. Последние могут образовывать ламельные ячейки – своеобразные контейнеры, заполненные магнетитом. Стенки ламельных ячеек – контактные частицы – как результат обменного взаимодействия гематита и магнетита, вероятно, могут быть перемагничены при нагревании в $H=0$ до температуры T_p , или очень большими магнитными полями, к сожалению, пока не достижимыми в наших лабораториях. Исходя из этого, будем считать **анизотропию контактных частиц не обменной однонаправленной, а обменной одноосной** с очень большими критическими полями их перемагничивания H_0 (в особенности, при $T > T_C$ магнетита). В пользу такой гипотезы свидетельствуют и результаты «парадоксальных опытов», а также само существование высокотемпературной магнитной памяти и возможность её разрушения [7].

Главной отличительной особенностью образования как термовязких, так и парциальных термовязких намагниченностей, является тот факт, что при охлаждении образца внешнее поле $H=0$. Отсюда все процессы «управляются»

эффективным магнитным полем, равным $\sum_i \vec{H}_{\text{вз}, i} \leftarrow H_{\text{eff}}$. Нарушение закона

аддитивности парциальных термовязких остаточных намагниченностей, а также истинных J_{rpt} , можно изобразить в виде двух неравенств:

$$\sum_i J_{rpt, T_i, H}^{T_{i+1}} > J_{rpt, 20^\circ, H}^{T_n} \quad \text{и} \quad \sum_i J_{rpt, T_i, H}^{\Delta T_{i+1}} > J_{rpt, 20^\circ, H}^{\Delta T_n}, \quad \text{где } i\text{-номер (индекс) темпе-}$$

ратурного интервала образования парциальных J_{rpt} , изменяющийся от 1 до $n-1$ (n – количество интервалов). Если $i = 1$, то $T_i \equiv T_1$, а при $i = n-1$ температура $T_{i+1} \equiv T_n$. Для полной J_{rpt} «нижняя» температура $T_1 = 20^\circ\text{C}$, а «верхняя» – $T_n \equiv T_b = 500^\circ\text{C}$. Одной из причин нарушения ЗА, по аналогии с J_{rpt} , может

быть различие температурных зависимостей эффективных полей, действующих в процессах образования полной J_{rv} и парциальных J_{rv} . Именно такой подход и осуществлён в нашей работе.

1. *И.Н. Петров, В.В. Металлова.* Природа переходной термоостаточной намагниченности // Уч. Записки Ленингр. ун-та. Вопросы геофизики. 1973. Вып. 23. С. 12 – 52.
2. *И.Н. Петров, В.В. Каулио, В.А. Шапканов.* Термовязкая намагниченность магнетитсодержащих горных пород из зоны гипергенеза // Учёные записки СПбГУ, Вопросы геофизики, Вып. 35, 1998, С.-с. 295 – 308.
3. *В.А. Шапканов, В.В. Металлова.* Об одном виде намагниченности горных пород // Изв. АН СССР, Физика Земли, № 9, 1970, С.-с. 102 –106.
4. *И.Н. Петров.* Высокотемпературная память остаточной намагниченности магнетита // Изв. АН СССР, Физика Земли, № 7, 1986, С.-с. 91 –100.
5. *Neel L.* Some theoretical aspects of rock magnetism // Adv. Phys. 1955. V. 18. P. 191 – 243.
6. *Kobayashi K., Fuller M.D.* Stable remanence and memory of multi-domain materials with special reference to magnetite // Philos. Mag. 1968. Vol. 18. P.153.
7. *И.Н. Петров, Адам Е.Е., Шапканов В.А.* О магнитных носителях α -памяти термоостаточной намагниченности горных пород, содержащих крупные зёрна магнетита // Вопросы геофизики, Вып. 38. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2005, С. 166–173.– (Ученые записки СПбГУ; № 438).

Горизонты аномального направления намагниченности эпохи Брунес в интервале 10-425 тыс. лет

Пилипенко О.В.¹, Трубихин В.М.²

¹ *Институт физики Земли РАН, Москва*

² *Геологический институт РАН, Москва*

Изучен ряд разрезов неоплейстоцена Понто-Каспия от юга Украины до Азербайджана. В результате выделено не менее 6 временных интервалов аномального поведения вектора характеристической остаточной намагниченности (ChRM), записанной в изученных породах. Большинство этих аномальных горизонтов прослежено на расстоянии около 1500 км от юга Украины до западного Азербайджана. Разрезы и положение аномальных горизонтов датированы как геологическими (палеонтологический, литологический, геоморфологический) методами, так и методами абсолютного датирования (C^{14} , U/Th, OSL).

Лучше всего прослеживается по простиранию горизонт аномального направления ChRM во временном интервале 50-20 тыс. лет (экскурсы Лашамп, Моно) в лёссово-почвенном разрезе Роксоланы в устье Днестровского лимана (возраст определён по C^{14} ~26760±240 лет [1], в морских террасах Эльтиген (Керченский п-ов), Тузла и Малый Кут (Таманский п-ов) и в морской террасе разреза Караджа (Азербайджан), см. таблицу, рис. 1-2. Также хорошо устанавливается и прослеживается по простиранию аномальный горизонт Блейк в интервале 100-120 тыс. лет. Он выделен в тех же разрезах, что и

упомянутый выше, и датируется в разрезах Эльтиген и Тузла U/Th методом, [1].

Таблица. Интервалы аномального поведения остаточной намагниченности изученных разрезов.

Раз- рез/Экскурс (возраст в тыс. лет [2])	Интервалы аномального поведения остаточной намагниченности, тыс. лет					
	Лашамп, ~40, Моно, ~25	Блейк, 130-100	Бива-I	Ямайка, ~220	Бива-II, ~295± 5	Бива-III, 375±15
Роксоланы	~30-25	~115-105		~250-220		
Эльтиген	~30-25	~120-100				
Узунлар			~180-160	~250-225		
Тузла	~35-25	~110-105				
Малый Кут	~30-28	~100				~390-375
Пекла					~325	
Караджа	~40-25	~110	~180	~250-220		~380-370

В двух разрезах установлен аномальный горизонт Бива-I: в разрезе Караджа (Азербайджан) и в разрезе морской террасы Узунларского лимана (Керченский п-ов). Этот горизонт надежно датируется в разрезе Узунларского лимана U/Th методом, что дает возраст ~160 тыс. лет [3].

Аномальный горизонт Ямайка (~220 тыс. лет) установлен в трёх разрезах: Роксоланы, Узунларский лиман и Караджа. Следующий горизонт аномального направления ChRM установлен лишь в разрезе Пекла внутри Инжавинской палеопочвы. Возраст его можно оценить ~320 тыс. лет. Учитывая неточность датирования, его можно сопоставить с аномальным горизонтом Бива-II. И, наконец, в двух разрезах: Малый Кут и Караджа установлен аномальный горизонт Бива-III (~370 - 390 тыс. лет).

Большинство разрезов, в которых было выявлено аномальное поведение вектора характеристической остаточной намагниченности, было отобрано сплошным отбором с целью изучения тонкой структуры геомагнитного поля в изучаемый интервал времени. Выяснилось, что аномальные горизонты представляют собой пакеты слоёв с прямой, обратной или промежуточной полярностью. В ряде случаев, когда разрезы были достаточно мощными и полными, наблюдалось до четырех интервалов аномального направления вектора характеристической остаточной намагниченности (вплоть до полной переполюсовки), разделенных интервалами прямо намагниченных пород. В тех случаях, когда оказалось возможным оценить продолжительность интервалов аномального поведения поля геологическими методами (разрез Караджа) или методами абсолютного датирования (разрез Эльтиген) её можно было оценить в приблизительно 20 лет.

Согласно [4, 5] экскурсы геомагнитного поля приходятся на временные интервалы пониженной напряжённости геомагнитного поля. Таким образом, по поведению виртуального геомагнитного полюса, продолжительности и нахождению на участках пониженной напряженности геомагнитного поля,

аномальные горизонты подобны зонам перехода между зонами прямой и обратной полярности.

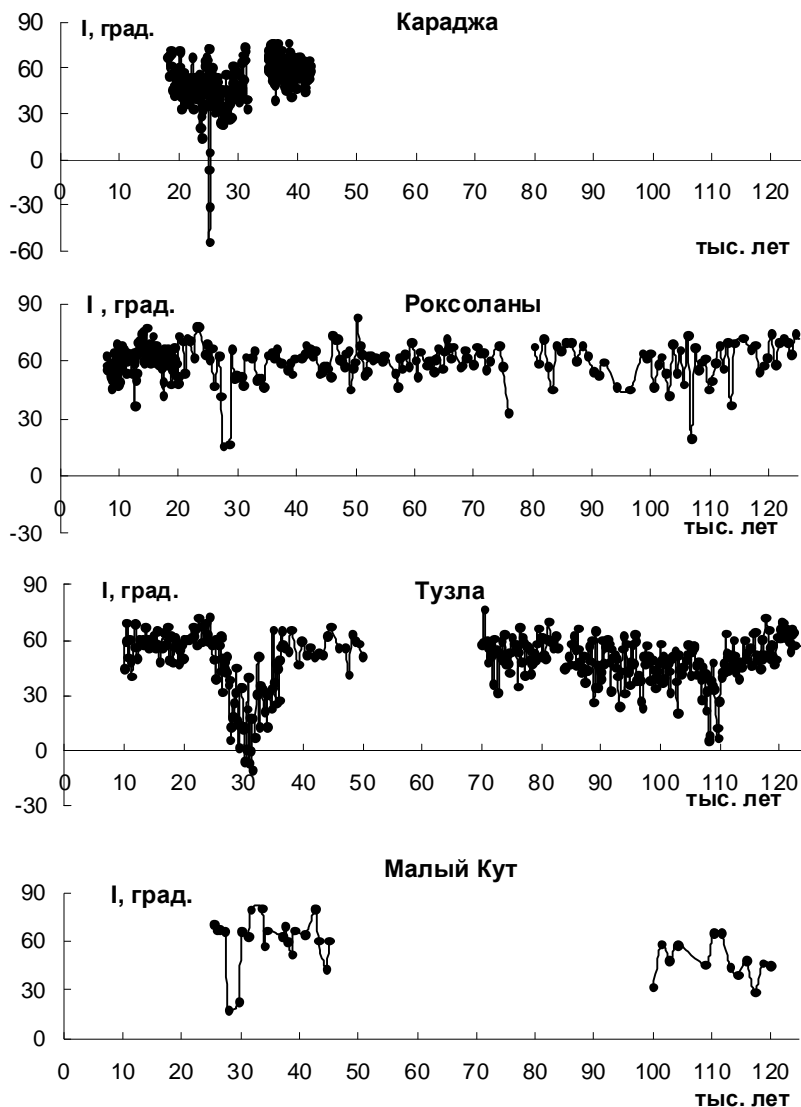


Рис. 1. Кривые зависимости средних значений наклонения I до 125 тыс. лет для исследованных разрезов от возраста.

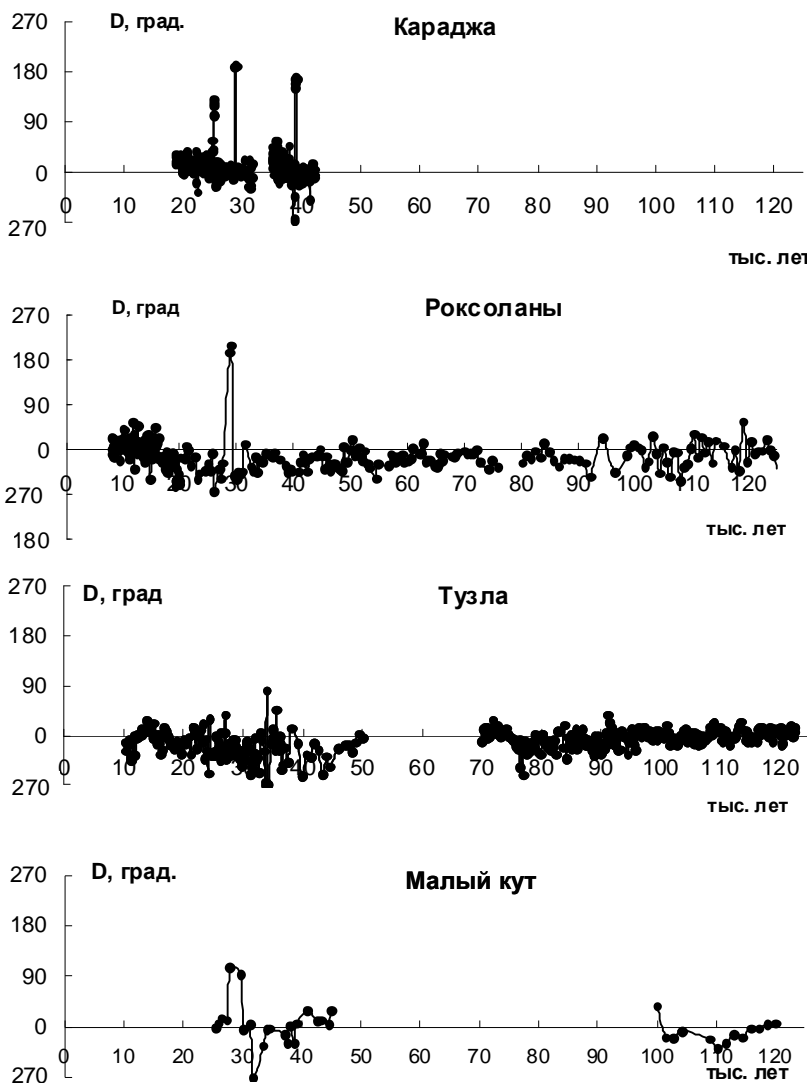


Рис. 2. Кривые зависимости средних значений склонения D до 125 тыс. лет для исследованных разрезов от возраста.

Выводы:

1. Изученные аномалии, приуроченные к экскурсам геомагнитного поля, могут быть несостоявшимися инверсиями.
2. Классические экскурсии такие как Лашамп или Моно нужно рассматривать как элементы тонкой структуры единого аномального горизонта.

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

1. Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии. Стратиграфия, корреляция, палеогеография // Труды геологического института. М.: Геос. 2002. Вып.546. С. 250.
2. Мёрнер Н. -А., Петрова Г.Н., Пилипенко О.В., Распопов О.М. Трубихин В.М. Появление экскурсов на фоне изменений палеонапряженности и связь этого явления с климатическими и астрономическими процессами. // Физика Земли. 2001. №10. С.24-32.
3. Чепалыга А.Л., Михайлеску К.Д. Корреляция плейстоценовых бассейнов Чёрного моря с этапами развития Русской равнины // Краевые образования материковых оледенений. Тезисы докладов VII Всесоюзного совещания. Воронеж. 1985. С.189-191.
4. Петрова Г.Н., Нчаева Т.Б., Поспелова Г.А. Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом. 1992. М.: Наука, 173 с.
5. Guyodo Y. and Valet J.-P. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr // Nature. 1999. V. 399. Pp.249-252.

Петромагнитные и петрофизические исследования пород позднекайнозойских подводных вулканов западной части Тихого океана

Пилипенко О.В.¹, Рашидов В.А.², Ладыгин В.М.³

¹ *Институт физики Земли РАН, Москва*

² *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский*

³ *Геологический факультет МГУ, Москва*

Введение В период с 1977 по 1991 гг. в рейсах научно-исследовательского судна (НИС) «Вулканолог» был выполнен большой объем геолого-геофизических исследований по изучению подводных вулканов Тихого океана. Имеющаяся коллекция горных пород, драгированных на подводных вулканах, неопценима, так как изучение их петрофизических свойств имеет большое значение для интерпретации данных морских и аэрогеофизических исследований при решении фундаментальных и прикладных задач. Петрографические характеристики, химический состав, скалярные магнитные параметры образцов, драгированных в этих рейсах с построек позднекайнозойских подводных вулканов в различных регионах Тихого океана, обобщены в работе [1] и на сайте http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_04/catalogue.html.

Цель и объект исследования В данной работе приводятся результаты петрофизических и петромагнитных исследований образцов, отобранных на постройках позднекайнозойских подводных вулканов, выполненные для интерпретации геофизических исследований и для выяснения особенностей намагниченности горных пород: В северном полушарии изучены вулканы Григорьева и Юбилейный в Курильской островной дуге, подводная вулканическая группа Софу в Идзу-Бонинской островной дуге, подводные вулканы Эсмеральда и Фукудзин в Марианской островной дуге, Иль де Сандр в Южно-Китайском окраинном море, а в южном полушарии – подводные вулканы

Ковачи и Симбо в Соломоновой островной дуге. Подводные вулканы Эмеральда, Фукудзин, Иль де Сандр, Ковачи и Симбо являются действующими.

Методика петромагнитных и петрофизических исследований Петромагнитные исследования образцов пород были проведены в лаборатории «Главного геомагнитного поля и петромагнетизма» Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. Измерения естественной остаточной намагниченности (NRM), остаточной намагниченности насыщения (M_{rs}) проведены на магнитометре JR -6 (AGICO, Чехия), магнитной восприимчивости (K) и степени анизотропии магнитной восприимчивости (P') – на каппаметре Multi-Function Kappabridge (AGICO, Чехия), чистка переменным магнитным полем на установке переменного поля в трех положениях образца внутри катушки с переменным током, магнитное поле которой могло изменяться в пределах от 0 до 100 мТл при экранированном внешнем магнитном поле.

На всех образцах была изучена стабильность NRM по отношению к воздействию переменного магнитного поля. Для этого были сняты полные кривые размагничивания переменным магнитным полем максимум до величины 100 мТл с шагом 5 мТл. В таблице приводятся значения медианного поля $B_{0,5}$, т.е. переменного магнитного поля, которое разрушает NRM в два раза. Проведены исследования состава магнитной фракции путем насыщения в постоянном магнитном поле образцов, определения значений остаточной коэрцитивной силы B_{cr} , выполнены три вида термомагнитного анализа (ТМА): 1. На вибромагнитометре Ю.К. Виноградова по намагниченности насыщения M_s в поле ~ 0.6 Тл в атмосфере воздуха на образцах объемом 1 см³. 2. На каппаметре Multi-Function Kappabridge (AGICO, Чехия) по $K(T)$ на порошкообразных пробах массой ~ 4 г. 3. На термомагнитометре Ю.К. Виноградова по зависимости M_{rs} от T на образцах-дублях объемом 1 см³ в атмосфере воздуха. Оценка доменного состояния проведена по величине отношения M_{rs}/M_s [2]. Для подтверждения состава носителей NRM образцов был выполнен электронно-зондовый микроанализ на сканирующем электронном микроскопе «Jeol JSM-6480LV» в лаборатории «Локальных методов исследования вещества» Геологического факультета МГУ. Лабораторные определения плотности драгированных пород и скоростей продольных и поперечных волн в них, проведены на кафедре «Инженерной и экологической геологии» Геологического факультета МГУ.

Подводные вулканы Курильской островной дуги: Григорьева и Юбилейный В основном образцы пород слабо магнитно изотропны, P' достигала 5%. Ступенчатое изотермическое намагничивание образцов пород в постоянном магнитном поле показало, что более 90% остаточной намагниченности образцы приобретают в поле ~ 100 -200 мТл, что характерно для низкокоэрцитивных минералов (см. табл.). Остаточная коэрцитивная сила B_{cr} изменяется в интервале 8-26 мТл. Величины NRM и K образцов пород в Григорьева высокие (например, образец B11-52/5, NRM ~ 19 А/м) и K (например, образец B11-52/22, $K\sim 50\cdot 10^{-3}$). Большинство образцов обладают высокой степенью стабильности по отношению к воздействию переменного магнитного поля ($B_{0,5}$ достигает 89 мТл).

Таблица. Петромагнитные характеристики образцов пород исследуемых вулканов

Образцы	Порода	NRM, А/м	K · 10 ⁻³ , ед. СИ	P'	Bcr, мТл	B _{0.5} , мТл	Mrs/ Ms	Струк- тура
Григорьева B11-52/5	Афировый базальт	18.9	49.41	1.019	26	70	0.128	PSD
Григорьева B11-52/6	Афировый базальт	15.31	20.09	1.017	17	89	0.285	PSD
Григорьева B11-52/22	Порфиновый базальт	4.12	50.4	1.017	22	35	0.071	PSD
Юбилейный B24-2/4	Порфиновый андезибазальт	3.08	36.23	1.025	22	70	0.101	PSD
Юбилейный B24-2/7	Порфиновый андезибазальт	5.32	31.47	1.019	18	>100	0.060	PSD
Юбилейный B24-2/12a	Порфиновый андезибазальт	1.91	36.92	1.023	17	90	0.033	MD
Юбилейный B24-31/4	Порфиновый андезибазальт	0.25	39.19	1.049	8	75	0.049	MD
Юбилейный B24-32/5	Порфиновый базальт	0.39	40.60	1.029	18	7	0.020	MD
Софу B1-52/2	Афировый андезибазальт	4.174	16.8	1.066	27	70	0.100	PSD
Софу B1-57/2	Порфиновый базальт	21.88	9.46	1.004	21	40	0.256	PSD
Софу B1-58/1	Порфиновый базальт	4.16	17.67	1.051	27	70	0.1070	PSD
Софу B1-60/1	Афировый базальт	0.39	10.71	1.039	22	7	0.093	PSD
Эсмеральда B4-5/2	Афировый андезибазальт	51.43	5.20	1.007	48	90	0.648	SD
Эсмеральда B4-6/1	Афировый андезибазальт	95.89	9.82	1.008	37	45	0.629	SD
Эсмеральда B4-7/1	Порфиновый базальт	3.14	17.36	1.019	33	60	0.138	PSD
Фукудзин B13-16/2	Порфиновый базальт	3.07	13.30	1.007	36	>100	0.303	PSD
Фукудзин B13-17/1	Порфиновый базальт	20.07	48.20	1.02	33	25	0.166	PSD
Иль де Сандр B13-61/1	Лерцолит	5.57×10 ⁻⁴	0.26	1.017	18	28	0.001	MD
Иль де Сандр B13-61/5	Лерцолит	2.89×10 ⁻³	0.31	1.026	35	>100	0.015	MD
Иль де Сандр B13-81/1	Лерцолит	5.36×10 ⁻³	0.26	1.015	43	80	0.001	MD
Иль де Сандр B13-81/3	Афировый базальт	2.25	1.42	1.011	33	80	0.310	PSD
Иль де Сандр B13-83/5	Афировый базальт	2.25	5.95	1.064	12	45	0.23	PSD
Ковачи B7-861/50	Порфиновый базальт	7.51	18.99	1.009	12	59	0.139	PSD
Симбо B7-32279	Порфиновый андезит	0.36	16.54	1.013	10	24	0.070	PSD

Примечание: SD – однодоменные зёрна; PSD – псевдооднодоменные зёрна; MD – многодоменные зёрна.

ТМА по Ms(T) показал, что для образцов афирового базальта В11-52/6 кривая нагрева Ms(T) имеет характерный выпуклый вид с точкой перегиба в районе ~ 470⁰С. Кривая охлаждения проходит несколько ниже, имеет парамагнитный вид и перегиб в районе ~ 550⁰С. Возможно, в этом образце основным носителем намагниченности являлся титаномаггемит.

ТМА порфиорового андезибазальта В24-31/4 показал, что кривая нагрева Ms(T) имеет характерный выпуклый вид с точкой перегиба ~365⁰С. ~90% намагниченности разрушается в районе 400⁰С. Кривая охлаждения проходит немного выше кривой нагрева, необратима и имеет явно выраженный перегиб около 380⁰С. Исходя из этого, можно сделать вывод, что основным носителем намагниченности в данных образцах, является титаномагнетит с содержанием Ti (X ~ 0.28) и/или окисленный титаномагнетит. Рост намагниченности Ms после прогрева связан с протеканием гетерофазного окисления: по мере нагрева образца и дальнейшего его охлаждения происходит образование более бедного по содержанию Ti минерала.

Вулканическая группа Софу в Идзу-Бонинской островной дуге В основном образцы пород обладают низкой степенью магнитной анизотропии, хотя в некоторых образцах степень анизотропии достигала почти 7% (образец В1-52/2). Петромагнитные исследования образцов пород показали, что образцы имеют высокие значения NRM (например, образец В1-57/2, NRM ~ 22 А/м) и К (например, образец В1-58/1, К~18*10⁻³ СИ). Ступенчатое изотермическое намагничивание образцов пород в постоянном магнитном поле характерно для низкокоэрцитивных минералов. Это подтверждают величины остаточной коэрцитивной силы $V_{cr}=21-27$ мТл. ТМА по зависимости Mrs (T) показал, что для образцов порфиорового базальта В1-57/2 кривая первого нагрева Mrs(T) имеет точку перегиба в районе ~ 340⁰С. Кривая второго нагрева проходит много выше, необратима и имеет перегиб в районе ~ 500⁰С. Таким образом, в этом образце основным носителем намагниченности являлся титаномагнетит и/или окисленный титаномагнетит. Рост намагниченности Ms после прогрева до 600⁰С и дальнейшего охлаждения связан с образованием более бедного по содержанию Ti минерала.

ТМА на образцах порфиорового базальта В1-58/1 и афирового андезибазальта В1-52/2 показал, что кривая первого нагрева Mrs(T) имеет точку перегиба в районе ~ 500⁰С. Кривая второго нагрева практически совпадает с кривой первого нагрева и также имеет ту же температуру блокирования. Возможно, в этих образцах в естественных условиях уже произошло окисление первичного титаномагнетита до титаномаггемита.

Подводные вулканы Марианской островной дуги: Эсмеральда и Фукудзин Активный вулкан Эсмеральда наиболее изученный из подводных вулканов Марианской островной дуги [3], и его породы неоднократно драгировались. Постройку вулкана слагают порфиоровые и афировые базальты и андезибазальты. Афировые разности имеют более свежий облик по сравнению с порфиоровыми. Наиболее свежий материал поднят на северо-западном склоне [4]. По минеральному составу выделяются плагиоклаз-оливин-

клинопироксеновые базальты, плагиоклаз-клинопироксеновые андезибазальты и плагиоклаз-пироксен-оливиновые габброиды.

Фукудзин является одним из активнейших подводных вулканов в Марианской островной дуге. Постройка подводного вулкана Фукудзин неоднократно драгировалась [1]. В 13-ом рейсе НИС «Вулканолог» наиболее свежий материал поднят на юго-востоке привершинной части подводного вулкана Фукудзин в интервале глубин 250-50 м. Это канатные, пористые, трещиноватые порфиновые базальты и андезибазальты. По минеральному составу – это плагиоклаз-орто- и клинопироксеновые разновидности.

Петромагнитные исследования образцов пород, отобранных на вулкане Эсмеральда и Фукудзин, показали, что образцы имеют относительно высокие значения NRM и K. Наиболее магнитными являются плотные афировые андезибазальты (например, образцы В4-5/2, В4-6/1), (см. табл.). Все исследуемые образцы магнитно изотропны. Исследования стабильности NRM по отношению к воздействию переменного магнитного поля показали, что образцы В4-5/2 и В13-16/2 обладают более стабильной намагниченностью, чем В4-6/1, В4-7/1 и В13-17/1, у которых остаточная намагниченность спадала более резко. Ступенчатое изотермическое намагничивание образцов пород показало, что более 90% остаточной намагниченности образцы приобретают в поле ~ 100-200 мТл, что характерно для низкокоэрцитивных минералов. Остаточная коэрцитивная сила V_{cr} изученной части коллекции образцов пород изменяется в интервале 33-48 мТл.

ТМА по намагниченности насыщения M_s показал, что для образцов афировых андезибазальтов В4-5/2, В4-6/1 и образцы порфирового базальта В4-7/1, В13-16/2 кривая нагрева $M_s(T)$ имеет характерный вид с точкой перегиба в районе ~ 210-250⁰С. Приблизительно 90% намагниченности разрушается в районе 300⁰С. Кривая охлаждения проходит всегда выше кривой нагрева, необратима и имеет явно выраженный перегиб около 550-580⁰С. Исходя из этого, можно сделать вывод, что основным носителем намагниченности в данных образцах, является титаномагнетит с содержанием Ti ($X \sim 0.4-0.5$) и/или окисленный титаномагнетит. Рост намагниченности M_s после прогрева до 600⁰С связан с протеканием гетерофазного окисления титаномагнетита. По мере нагрева образца выше ~ 600⁰С и дальнейшего его охлаждения происходит образование магнетита.

Иное поведение демонстрирует образец порфирового базальта В13-17/1. На кривых нагрева и охлаждения имеется единственный перегиб, отвечающий температуре Кюри магнетита $T_c \sim 580^0$ С. Кривая охлаждения проходит ниже кривой нагрева, что говорит о частичном окислении магнетита и переходе его в слабомагнитный гематит. Возможно, что в естественных условиях в этом образце произошло гетерофазное окисление первичного титаномагнетита до магнетита и ильменита.

Для проведения электронно-зондового микроанализа использовались поверхности спила образцов порфировых базальтов В4-7/1 и В13-17/1. В породе образца В4-7/1 помимо титаномагнетита и оливина присутствуют пироксены и плагиоклазы. Размер зерен титаномагнетита до ~ 40 мкм. Отношение

массы титана к массе железа лежит в диапазоне 0.181-0.186, что соответствует содержанию титана в титаномагнетите $Fe_{(3-x)}Ti_xO_4$: $X \sim 0.53-0.54$ и температуре Кюри $T_c \sim 190^\circ C$. Данный результат подтверждает сделанный вывод о том, что основными носителями NRM являются зёрна окисленного титаномагнетита. Электронно-зондовый микроанализ подтвердил, что в образце В13-17/1 имеют место две фракции: магнетит и ильменит. Мелкий размер кристаллов магнетита до 10 мкм не позволил определить элементный состав магнетита.

Драгированные породы вулкана Эсмеральда имеют плотность, изменяющуюся в диапазоне $(2.91- 2.93) \times 10^3$ кг/м³ и скорость продольных и поперечных волн – 4.1 км/с. Породы вулкана Фукудзин имеют плотность, изменяющуюся в диапазоне $(1.89 -2.06) \times 10^3$ кг/м³ и скорости продольных волн – 4 км/с, а поперечных – 1.75 км/с.

Подводный вулкан Иль де Сандр Южно-Китайского окраинного моря

Первые сведения об извержении вулкана Иль де Сандр в 1923 г. приведены в работах [5-7]. Постройка вулкана сложена толеитовыми, щелочными и субщелочными базальтами с большим количеством ксенолитов гипербазитов (лерцолиты, пироксениты, дуниты). По минеральному составу выделяются пироксен-оливин-плаггиооклазовые базальты.

Породы, драгированные на вьетнамском шельфе, сильно дифференцированы по величине NRM и K [1]. Наиболее магнитными оказались афировые базальты. В основном все исследуемые образцы магнитно изотропны. У единственного образца В13-83/5 степень AMS достигает ~ 6%. По стабильности намагниченности к воздействию переменного магнитного поля изученные образцы разделились на две группы. У первой группы образцов $V_{0.5} \geq 80$ мТл (образцы В13-61/5, В13-81/1 и В13-81/3). У второй группы образцов (В13-61/1, В13-83/5) остаточная намагниченность спадала резко, $28 \leq V_{0.5} \leq 45$ мТл. Ступенчатое изотермическое намагничивание образцов пород в постоянных полях характерно для низкокоэрцитивных минералов. В образце лерцолита В13-61/5 медленный рост намагниченности продолжается до поля 0.6 Тл и, возможно, связан с присутствием большого количества парамагнетика. Остаточная коэрцитивная сила V_{cr} изученной части коллекции образцов пород действующих подводных вулканов изменяется в интервале 12-43 мТл.

ТМА образцов афировых базальтов В13-81/3 и В13-83/5 показал, что кривые нагрева имеет характерный парамагнитный вид с единственной точкой перегиба в районе $\sim 120-180^\circ C$. Возможно, основным носителем намагниченности является титаномагнетит с высоким содержанием Ti ($X \sim 0.5-0.66$) и/или окисленный титаномагнетит. Кривая охлаждения необратима, проходит много выше кривой нагрева, на ней имеется единственная точка перегиба в районе температуры Кюри магнетита.

ТМА образца лерцолита В13-81/1 вулкана Иль де Сандр показал, что кривые имеют еще более выраженный парамагнитный вид. На кривой нагрева имеется заметный перегиб в районе $\sim 780^\circ C$, соответствующий температуре Кюри железа. Кривая охлаждения проходит несколько ниже кривой нагрева и имеет слабо выраженный перегиб в районе температуры Кюри магнети-

та. По-видимому, в этом образце присутствует самородное железо, образованное в специфических восстановительных условиях. В результате прогрева произошло окисление железа и переход его в менее магнитный магнетит.

ТМА других исследованных образцов лерцолита В13-61/1и В13-61/5 вулкана Иль де Сандр показал, что образцы не содержат ферромагнитного материала, кривые нагрева и охлаждения имеют парамагнитный вогнутый вид, процесс нагрев-охлаждение практически обратим.

Электронно-зондовый микроанализ образца В13-83/5 – афирового базальта вулкана Иль де Сандр показал наличие пироксенов и мелких кристаллов ильменита и полное отсутствие магнетита и титаномагнетита. Данный результат подтверждается парамагнитным видом кривых при проведении ТМА.

Драгированные породы имеют плотность, изменяющуюся в диапазоне $(1.89 - 2.99) \cdot 10^3$ кг/м³ и скорость продольных волн 6.24 км/с.

Подводные вулканы Соломоновой островной дуги: Ковачи и Симбо

Подводный вулкан Ковачи (синонимы: Кавачи, Скворода Кавачи) является одним из самых активных подводных вулканов, как Соломоновой островной дуги, так и всего Тихого океана [8]. Вулкан входит в состав вулканической группы Ковачи, состоящей из четырех вулканических построек, отделенных друг от друга седловинами и имеющих общий цоколь. Эффузивы, драгированные в пределах подводной вулканической группы Ковачи, значительно отличаются по своим петрографическим особенностям: в одном случае это амфиболовые андезиты, в другом – оливин-плагиоклазовые базальты. Образцы в пределах каждой группы близки между собой, как по величине минеральной плотности (2.73-2.8 г/см³ и 2.84-2.92 г/см³, соответственно), так и по минералогическому составу [8]. Скорости продольных волн изменяются в диапазоне от 1.95 до 4 км/с, а поперечных волн – от 1.85 км/с до 2.1 км/с.

Подводный вулкан Симбо расположен в ~4.6 км к югу от о. Симбо. При драгировании были подняты, в основном, темно-серые андезиты с порфировой структурой. Минеральная плотность ρ_m пород изменяется в диапазоне от 2.73 до 2.83 г/см³. Скорости продольных волн изменяются в диапазоне 2.6-4.4 км/с., а поперечных – в диапазоне 2.2-2.8 км/с [9].

Величины K образцов изверженных пород вулкана Ковачи и Симбо относительно высокие (см. таблицу). Образцы магнитомягкие ($B_{ст} = 10-12$ мТл) и нестабильные к воздействию переменного магнитного поля. ТМА по намагниченности насыщения M_s в поле показал, что для В7-861/50 кривая нагрева $M_s(T)$ имеет единственный перегиб в районе $\sim 280^\circ\text{C}$, для образца В7-32279 – в районе 390°C . Кривые охлаждения проходят выше кривых нагрева, необратимы и имеют температуру Кюри $\sim 510-520^\circ\text{C}$. Электронно-зондовый микроанализ образца В7-861/50 показал наличие титаномагнетита и титаномагнетита в пироксене. Размер зерен титаномагнетита до ~ 70 мкм. Отношение массы титана к массе железа лежит в диапазоне 0.113-0.137, что соответствует содержанию титана в титаномагнетите $X \sim 0.32-0.45$ и температуре Кюри $T_c \sim 275-320^\circ\text{C}$. Эти расчетные температуры Кюри совпадают с температурами, полученными по ТМА, что подтверждает, что основным носителем NRM является титаномагнетит.

Выводы Сравнительный анализ магнитных свойств пород позднекайнозойских подводных вулканов северного и южного полушария – в северном полушарии вулканы Григорьева и Юбилейный в Курильской островной дуге, подводная вулканическая группа Софу в Идзу-Бонинской островной дуге, подводные вулканы Эсмеральда и Фукудзин в Марианской островной дуге, Иль де Сандр в Южно-Китайском окраинном море, а в южном полушарии – подводные вулканы Ковачи и Симбо в Соломоновой островной дуге, показал, что они сильно дифференцированы по величине NRM и K: наибольшими значениями NRM и K обладают афировые андезитобазальты вулкана Эсмеральда, а наименьшими – ксенолиты вулкана Иль де Сандр. Все исследуемые образцы магнитно изотропны и в них присутствуют зёрна титаномагнетита и титаномаггемита различной доменной структуры. В одном образце вулкана Фукудзин основным носителем намагниченности является магнетит. Можно предположить, что в этом образце окисление исходного титаномагнетита уже прошло в природных условиях. В образце лерцолита вулкана Иль де Сандр присутствует самородное железо, образованное в специфических восстановительных условиях.

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

1. Рашидов В.А. Геомагнитные исследования при изучении подводных вулканов островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана. Автореф. дисс. канд. технич. наук. Петропавловск-Камчатский, 2010. 27 с.
2. Day R., Fuller M., Schmidt V. A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1977. V. 13. P. 260-267.
3. Рашидов В.А., Горшков А.П., Иваненко А.Н. Магнитные исследования над подводными вулканами Эсмеральда и Софу // Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами. М.: ИЗМИРАН, 1981. С. 213-218.
4. Горшков А.П., Абрамов В.А., Сапожников Е.А. и др. Геологическое строение подводного вулкана «Эсмеральда» // *Вулканология и сейсмология*. 1980. № 4. С. 65-78.
5. Lacroix A. Apparition de l'île des Cendres sur la cote de la Cochinchine // *Bull. Volc. Napoli*, 1924. V. 1. P. 26-28.
6. Patte E. Description de l'île des Cendres, volcan apparu au large de la cote d'Annam (1923) // *Bull. Volcanol. Napoli*, 1925a. V. 2. P. 162-172.
7. Patte E. Etude de l'île des Cendres, volcan apparu au large de la cote d'Annam // *Bull. Serv. Geol. de l'Indochina*. 1925b. V. 13. Fasc. 2. P. 162-172.
8. Рашидов В.А., Округин В.М., Ладыгин В.М., Округина А.М. Подводная вулканическая группа Ковачи (Соломонова островная дуга) // *Вулканология и сейсмология*. 2002. № 5. С. 11-24.
9. Ладыгин В.М., Округин В.М., Округина А.М., Рашидов В.А. Физико-механические свойства пород, драгированных на подводном вулкане, расположенном к югу от острова Симбо (Соломонова островная дуга) // *Вулканология и сейсмология*. 2005. № 2. С. 14-20.

Информативность международной базы палеомагнитных данных. Некоторые аспекты и интересные наблюдения

Попов В.В.

ВНИГРИ, Санкт-Петербург

Большой личный опыт работы в различных складчатых зонах Земли (Тянь-Шань, Памир, Урал, Чукотка, Якутия, Марокко) и анализ многих публикаций показывают, что используемых критериев надежности палеомагнитных данных Ван Дер Ву недостаточно для однозначной оценки первичности намагниченности. Так, в процессе работы было обращено внимание на странные особенности «некоторых» палеомагнитных данных – азимут падения толщи очень часто совпадает (близок) со склонением выделенной компоненты намагниченности. Также, естественно, близки склонения в стратиграфической и географической системах координат. Т.е. направление намагниченности лежит на дуге большого круга, проведенного перпендикулярно к плоскости напластования пород. При этом положительными могут быть все или некоторые полевые тесты, подтверждающие синхронность осадконакопления и/или вулканической активности выделенным направлениям намагниченности. Такая картина, увиденная в указанных складчатых областях, наталкивает на мысль о гипотезе, что эта закономерность едина для всей планеты. Для проверки глобальности этого феномена были проанализированы все направления из Международной Базе Палеомагнитных Данных (МБПД) [1], для которых указан палеозойский возраст. Число таких определений - более 10000. Весь набор этих данных можно разделить на три части:

- выборка А (25%) – определения, для которых результаты представлены в географической и стратиграфической системах координат, т.е. для них можно вычислить элементы залегания толщи (в некоторых случаях с большой ошибкой);
- выборка В (менее 5%) – определения, для которых результаты представлены в одной из систем координат, при этом указаны элементы залегания толщи (средние), т.е. для них можно вычислить направления в другой системе координат (в некоторых случаях также с большой ошибкой);
- выборка С (более 70%) – определения, для которых отсутствуют элементы залегания толщи, а направления представлены лишь в одной системе координат. Значительная часть этих определений получена в центральных частях платформ, где чаще всего имеется моноклиналиное субгоризонтальное залегание пород. Эти данные мы в дальнейшем не будем обсуждать.

Географическое положение точек отбора из выборок А и В показаны на Рис. 1.

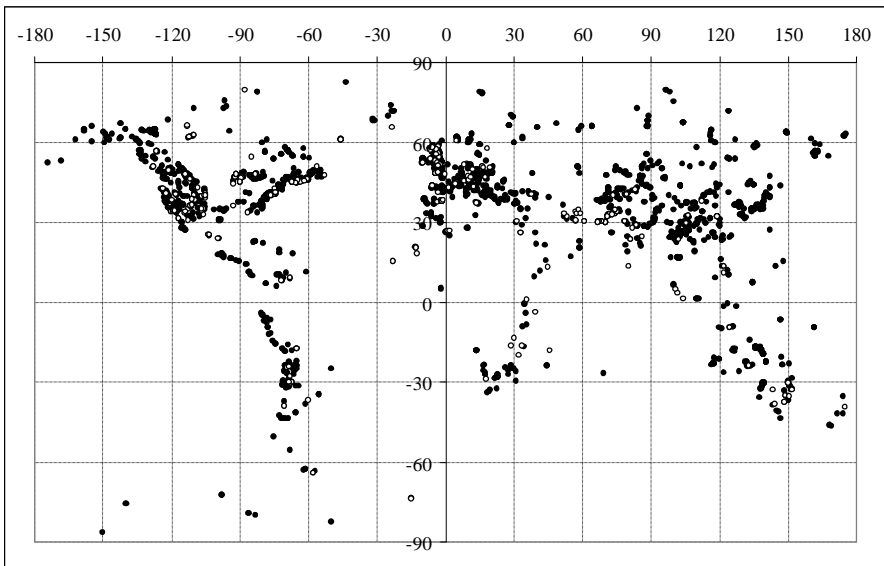


Рис. 1. Распределение точек отбора образцов на карте, полученное из МБПД [1]. Залитые кружки – выборка А, незалитые – выборка В.

Видно, что точки расположены преимущественно в складчатых областях Земли. Следовательно, для них можно ожидать существенные углы наклона пластов, что и требуется для проверки нашей гипотезы. Для выборок А и В была построена зависимость $D_s(D_g)$ склонения выделенных компонент намагниченности в стратиграфической системе координат от ее склонения в географической системе координат (Рис. 2). Как видно, плотность полученного распределения сильно неоднородна: она повышена в областях 0° , 180° , 360° и понижена в областях 90° , 270° . Это указывает на то, что главные литосферные плиты, во-первых, не совершали существенных поворотов за весь палеозой, и, во-вторых, повороты на $\pm 90^\circ$ практически не наблюдаются.

Видно также, что более 95% всех пригодных для нашего анализа палеомагнитных результатов «укладываются» в описанную выше гипотезу – практически все точки легли на прямую $D_g = D_s$, идущую под углом 45° из точки $(0, 0)$, или рядом с этой прямой. Для определений, имеющих небольшие углы наклона пластов, такое поведение неудивительно. Поэтому логично проанализировать большие углы наклона, например, более 40° (Рис. 3). Видно, что картина существенно не изменилась. Остались те же области с повышенной и пониженной плотностью, а преобладающая часть точек расположена вблизи той же прямой.

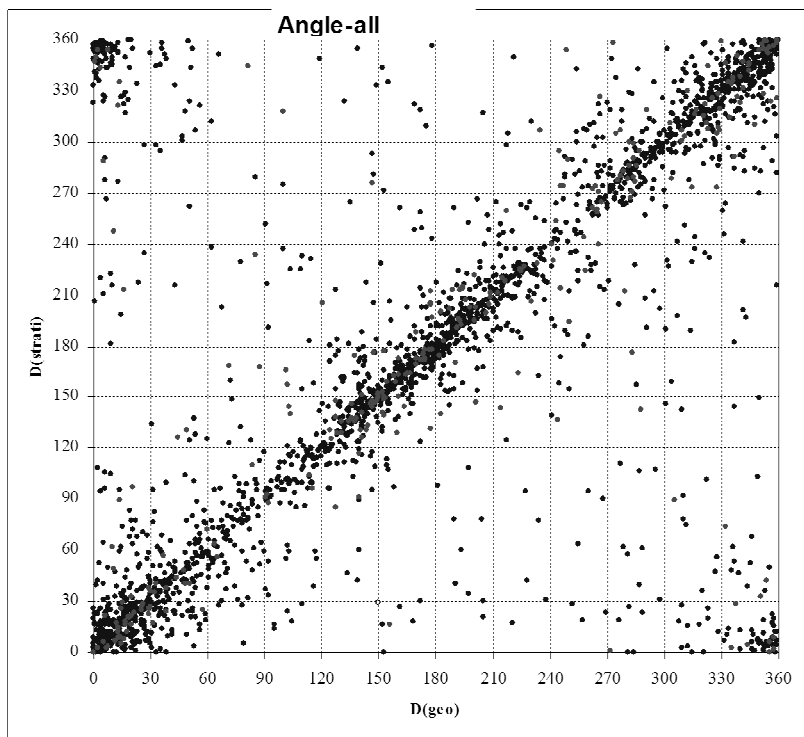


Рис. 2. Зависимость склонения выделенных компонент намагниченности в стратиграфической системе координат от ее склонения в географической системе. Все точки из выборок А и В.

Необходимо также отметить, что большие различия в склонениях (до 180°) возникают для областей высоких наклонений, где перевод направлений из одной системы координат в другую выполняется практически по большому вертикальному кругу. Поэтому для реальности картины не нужно рассматривать точки вблизи линий $D_s = D_g + 180$ и $D_s = D_g - 180$ (Рис. 3). Таких точек немного, но если их не учитывать, то картина станет ярче.

Таким образом, видно, что преобладающее число точек удовлетворяет выдвинутой гипотезе: склонения в географической и стратиграфической системах координат близки даже при больших углах наклона пластов. О чем это говорит и с чем связано? Это возможно в двух случаях:

- во-первых, когда склонение намагниченности совпадает с азимутом простирания шарнира складки или близко ему;
- во-вторых, когда склонение намагниченности совпадает с азимутом падения пласта или близко ему.

Возникает следующий вопрос: почему ситуация, которая должна быть уникальной, наблюдается в различно ориентированных складках во всех складчатых зонах Земли? Ответ напрашивается единственный и очевидный –

такие направления связаны с процессом складкообразования, т.е. с давлением во время этого процесса. Объяснение такого рода направлений намагниченности можно найти в работе [2] в разделе, посвященном пьезонамагниченности – «...действие упругих напряжений на горные породы приводит к необратимым изменениям магнитных параметров. При больших давлениях его направление может стать осью легкого намагничивания (или перпендикулярным к ней в зависимости от знака магнитострикции». Именно эти направления мы часто наблюдаем в МБПД. Кроме этого, нужно учитывать, что давление на горную породу действует на всем протяжении складкообразования, т.е. при различных положениях крыльев складки. Таким образом пьезонамагниченность может оказаться до-, после-, и синскладчатой.

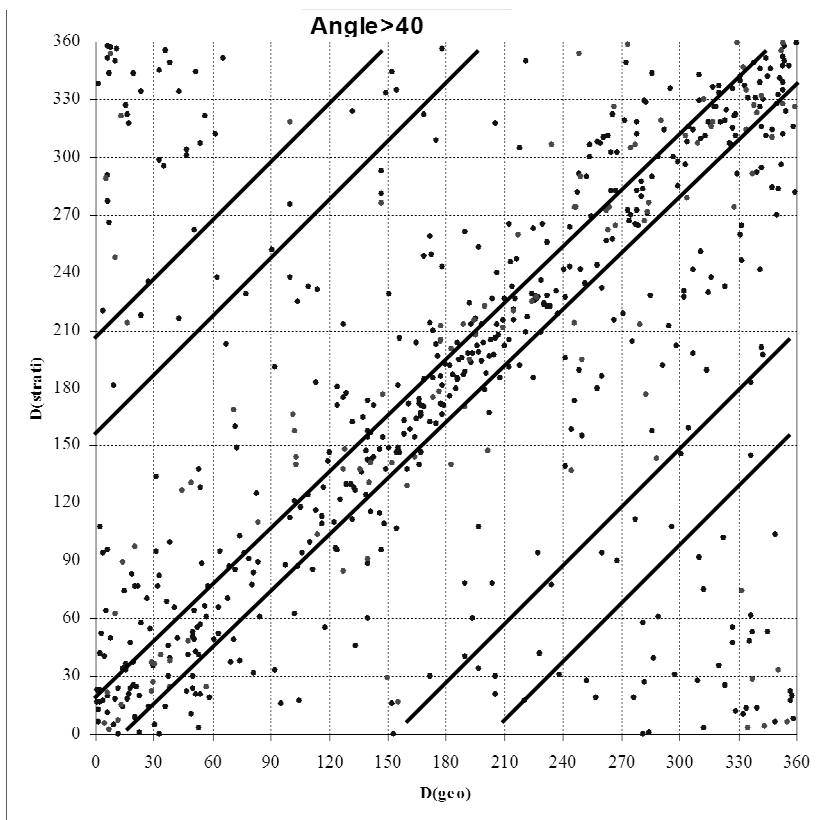


Рис. 3. Зависимость склонения выделенных компонент намагниченности в стратиграфической системе координат от ее склонения в географической системе при углах наклона пластов более 40°.

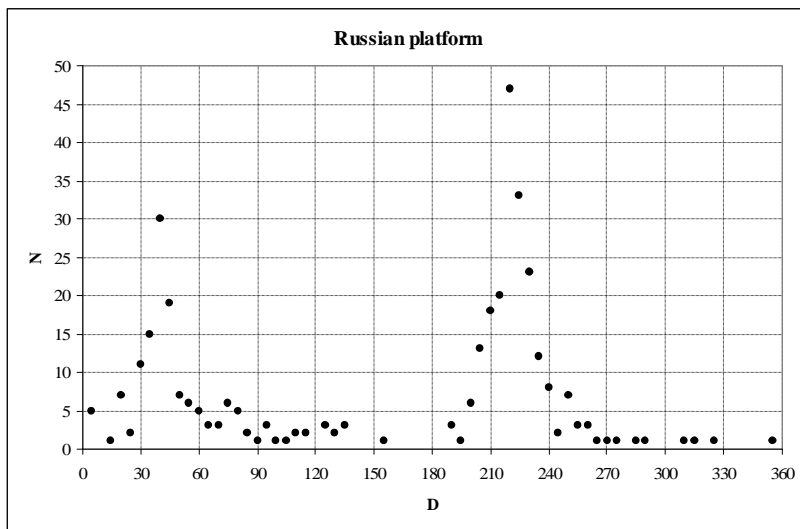


Рис. 4. Зависимость количества точек N в 10-градусном интервале от склонения D , описание в тексте.

Теперь проанализируем для различных платформ, какие направления дают нам подобный результат. Сделаем это на примере Русской платформы. Применим метод скользящего среднего – задавая значение склонения с шагом 5° , вычислим, какое количество определений попадает в интервал шириной 10° вокруг этого значения. Построим соответствующую гистограмму (Рис. 4). На ней явно выделяются два пика. Склонения этих пиков соответствуют склонению пермского направления Русской платформы прямой и обратной полярности – это 40° и 220° .

Распределение направлений намагниченности приведены на Рис. 5. Они получены в различных точках платформы. Правильнее, естественно, рассматривать полюсы. Но выборки направлений были подготовлены, поэтому предлагается проанализировать хотя бы их.

На рис. 5 явно видны две группы направлений, которые, как и ожидалось, соответствуют пермскому направлению прямой и обратной полярности. Кроме того, имеется некий «шлейф» вытянутый от этих групп преимущественно вдоль меридиана (вертикального большого круга). Причем, от направления обратной пермской полярности этот «шлейф» вытянут на север, от направления прямой – на юг. И лишь небольшое число точек находится вне этой конфигурации. Направление пермского намагничивания и/или перемагничивания сомнений вызывать не должно. А вот положение остальных точек на большом круге, проходящем через пермские направления наводит на нехорошие подозрения о том, что пермская компонента из этих направлений удалена не полностью. Таких определений огромное количество.

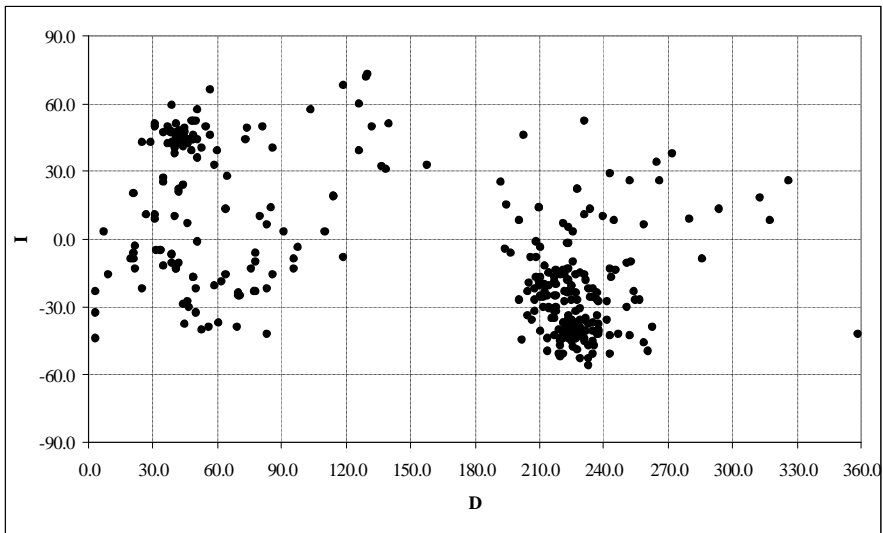


Рис. 5. Распределение палеозойских направлений намагниченности для Русской платформы.

Описанные выше операции были выполнены для всех крупных литосферных плит Земли. Для них также можно видеть:

- два пика на гистограммах, склонение которых соответствует пермским для каждой конкретной плиты;
- пик, соответствующий обратной пермской полярности, всегда выше пика прямой полярности
- две группы пермских направлений (прямой и обратной полярности);
- «шлейф» от этих направлений, вытянутый иногда вдоль меридиана, иногда под углом к нему.

1. *Международная база палеомагнитных данных*, версия 4.6, Micael W. McElhinny, Sergei Pisarevsky, 2005

2. *Земной магнетизм*. Ленинград, ЛГУ, Б. М. Яновский, 1978.

Результаты изучения палеомагнетизма триасовых базальтов и верхнепермских отложений р. Адзвы, гряда Чернышева

Попов В.В., Иосифиди А.Г., Гребенкина Н.Ю.

ВНИГРИ, Санкт-Петербург

Во время полевых исследований 2011 года в бассейне р.Адзвы (гряда Чернышова) были изучены осадочные породы верхней перми (10штурфов) и согласно залегающие на этих отложениях три базальтовых потока (72 штурфа), представленные столбчатыми, подушечными и пузырчатыми лавами.

Все образцы были подвергнуты детальному размагничиванию температурой и переменным магнитным полем.

В пермских породах, отобранных в четырех удаленных друг от друга точках (несколько километров), выделена одна устойчивая компонента намагниченности. Чаще всего это единственная компонента (Рис.1). В некоторых случаях перед ней разрушается низкотемпературная (низкокоэрцитивная) современная компонента, дающая дугу большого круга (Рис.2).

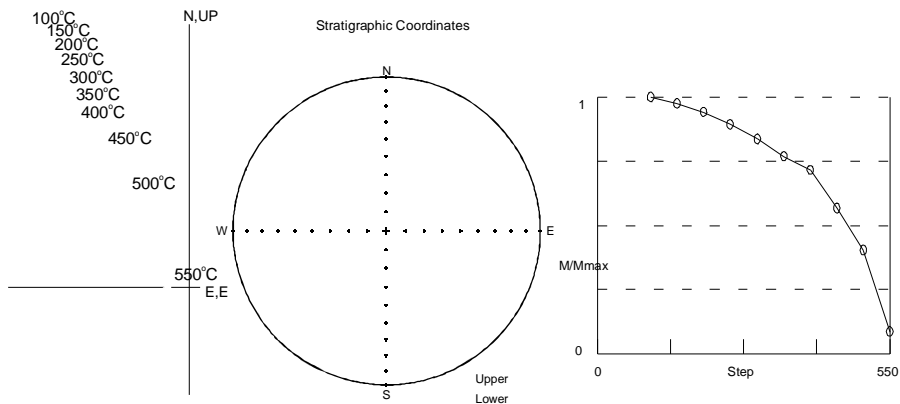


Рис. 1 Пример температурной чистки пермских осадочных пород. Случай однокомпонентного состава намагниченности.

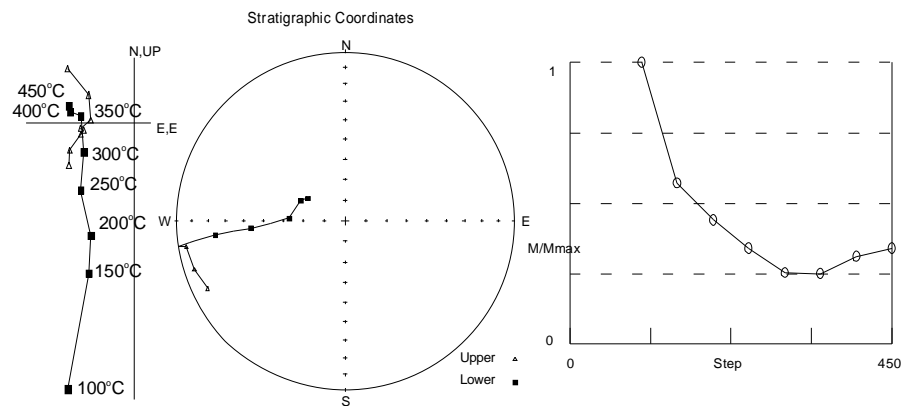


Рис. 2. Пример температурной чистки пермских осадочных пород, дающий круг размагничивания

После этого в таких образцах начинаются химические превращения магнитных минералов и последнюю компоненту выделить в явном виде не удастся. Для таких образцов был применен метод кругов размагничивания. Объединение выделенных компонент и кругов размагничивания дало результат, представленный на Рис. 3. Кучность полученного таким способом направления выше в стратиграфической системе координат, хотя формально тест

складки неопределенный. Это направление с точностью до одного градуса совпадает с полученным для этого же разреза результатом Ю.П.Балабанова [1], в котором была изучена более представительная коллекция – 104 образца. Палеомагнитный полюс, соответствующий этому направлению, очень хорошо согласуется с соответствующим участком траектории кажущейся миграции палеомагнитного полюса Русской платформы – Рис. 6

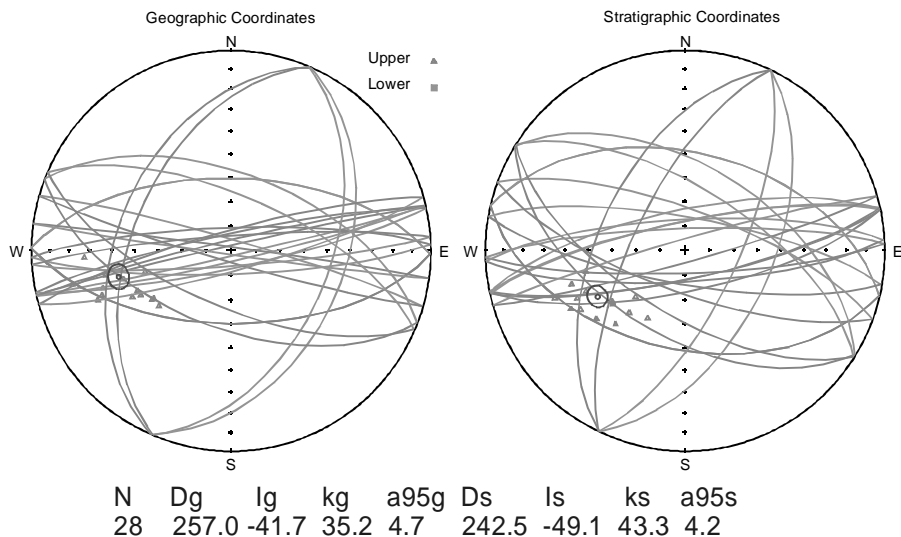


Рис. 3. Распределение выделенных в пермских породах компонент намагниченности в географической (слева) и стратиграфической (справа) системах координат.

Раннетриасовый покров представлен тремя базальтовыми потоками: столбчатыми, подушечными и пузырьчатыми лавами. Изотопный возраст базальтов лежит между 220 и 250 млн. лет. Этот покров согласно залегает на позднепермских осадочных породах [1]. Температурной чисткой и чисткой переменным магнитным полем в этих образцах выделяется одна стабильная компонента намагниченности (Рис. 4, 5, 6). Эта компонента в преобладающей части коллекции (более 90 %) имеет обратную полярность (Рис.4, 6). При этом, в трех столбчатых отдельностях (7 независимо отобранных образцов) выделена прямая полярность, которая характеризуется также однокомпонентным составом (Рис. 5, 6).

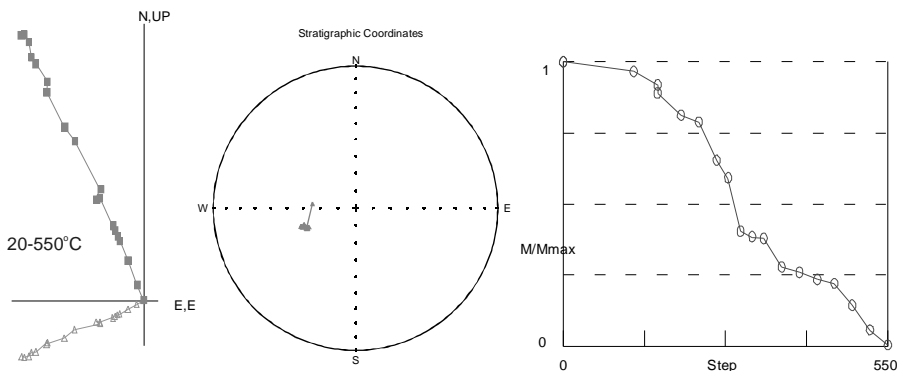


Рис. 4. Пример температурной чистки образцов из лавовых потоков (обратная полярность).

146-2

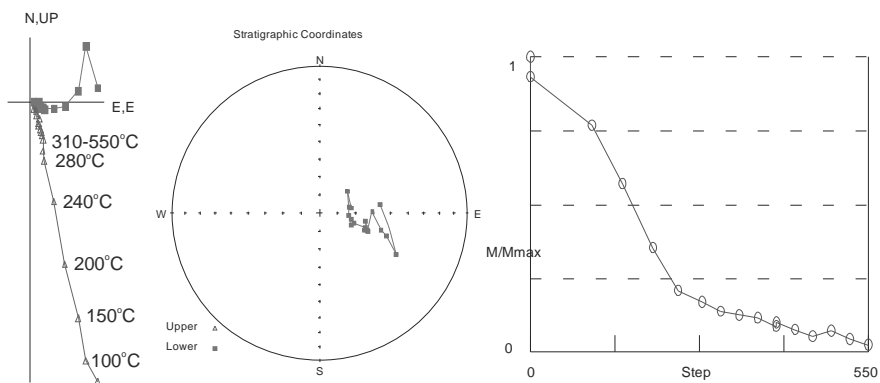


Рис. 5. Пример температурной чистки образцов из лавовых потоков (прямая полярность).

Палеомагнитный полюс, соответствующий этому направлению, согласуется с соответствующим участком траектории кажущейся миграции палеомагнитного полюса Русской платформы – рис.7. Вопрос о существовании прямой и обратной полярности в одном потоке поднимает целый комплекс проблем и вопросов. Если это результат эффекта самообращения, тогда необходимо для каждого изученного на Земле лавового потока доказывать и объяснять его наличие или отсутствие. С каким минералом может быть связан этот эффект – следующий вопрос. Возможность самообращения в гематите объяснена с позиций двух подрешеток. Как тогда можно объяснить самообращение в титаномагнетите, ильмените, магнетите? Если возможно представить теоретическое объяснение этого процесса, тогда встает очень остро вопрос о надежности всех палеомагнитных результатов, полученных по лавовым потокам. При этом утверждение о большей их надежности по сравнению с осадками (в связи с отсутствием ошибки наклонения) становится вторич-

ным, т.к. сначала необходимо доказать отсутствие в каждом потоке эффекта самообращения.

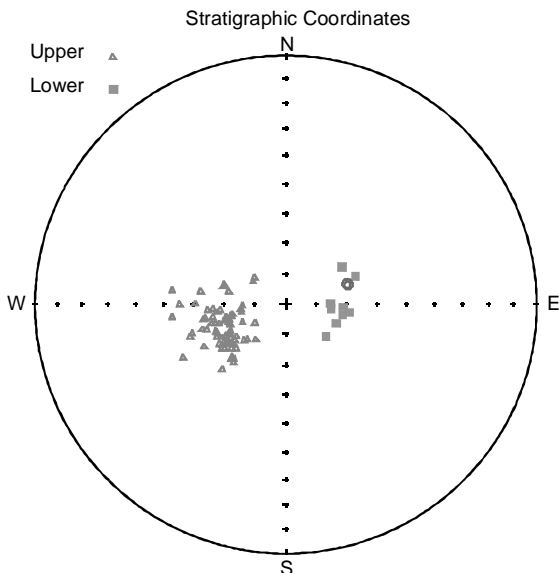


Рис. 6. Распределение выделенных в триасовых потоках компонент намагниченности в стратиграфической системе координат.

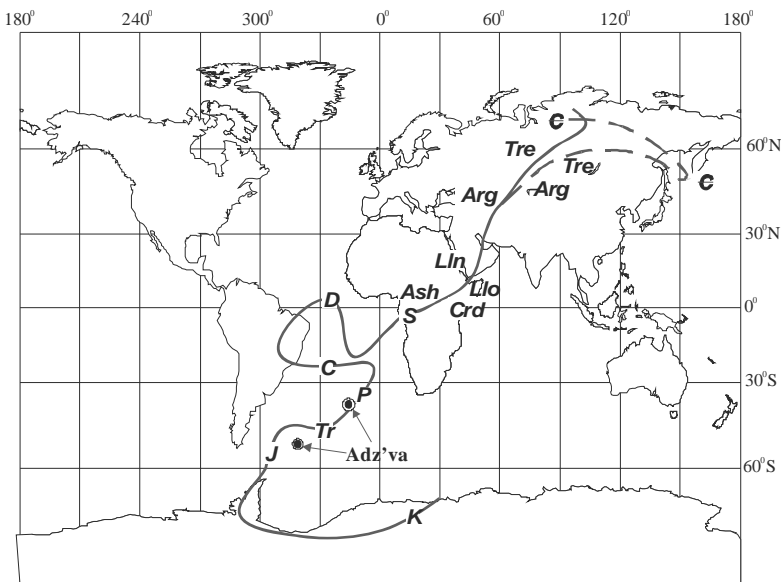


Рис. 7. Траектория кажущейся миграции палеомагнитного полюса Русской платформы и положение полученных в настоящей работе полюсов.

1. Граница перми и триаса в континентальных сериях восточной Европы. Материалы к Международному симпозиуму «Верхнепермские стратотипы Поволжья». 1998, Москва, ГЕОС.

О траектории миграции палеомагнитного полюса Балтики для раннего палеозоя. Интерпретация имеющихся данных и её проблемы

Попов В.В., Храмов А.Н.

ВНИГРИ, Санкт-Петербург

При интерпретации раннепалеозойского участка траектории кажущейся миграции палеомагнитного полюса Балтики возникает много вопросов. Одним из наиболее распространенных вариантов такой траектории является кривая, полученная в работе [1] – Рис. 1.

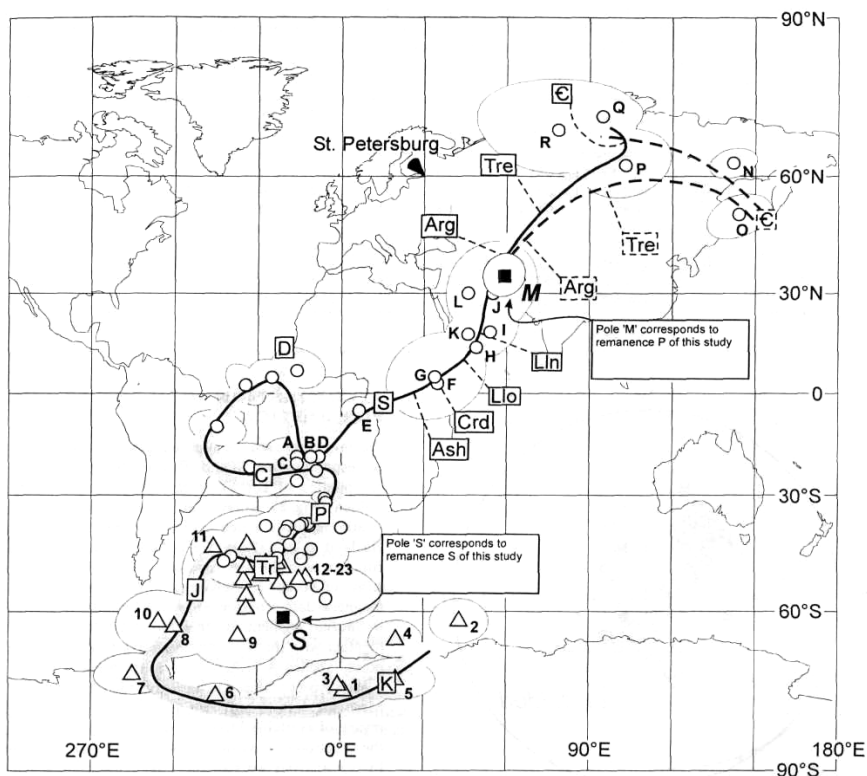


Рис. 1. Траектория кажущейся миграции палеомагнитного полюса Русской платформы из работы [1].

По поводу кембрийского участка этой кривой практически все исследователи пришли к выводу о том, что это есть результат перемагничивания в триасе, поэтому обсуждать этот участок мы не будем.

Рассмотрим на основе каких результатов построен ордовикский участок этой траектории. Это полюсы, обозначенные буквами F, G, H, I, J, K, L, M. Они приведены в таблице 1.

Таб. 1. Палеомагнитные полюсы Балтики, взятые из Международной Базы Палеомагнитных Данных, использованные в работе [1].

STRAT	AUTHORS	YEAR	LOMAG	HIMAG	TESTS	TILT	PLAT	PLONG	NOREV
O1-2	Claesson,C.	1978	468	479	N	0	30	46	100
O2	Torsvik,T.H.	1991	465	472	R-,M	100	14	49	87
O2-3	Torsvik,T.H.	1991	455	465	M	100	5	34	0
O1-2	Torsvik,T.H.	1991	468	479	F+	100	18	46	100
O1-2	Perroud,H.	1992	468	479	Fo	100	30	55	0
O1-2	Torsvik,T.H.	1995	470	475	N	100	-18.7	234	100

Как видно из таблицы лишь в одном определении имеются две полярности, тест обращения при этом отрицательный. Тест складки также отрицательный, либо не применим, за исключением лишь одного определения. Определение, полученное в самой работе [1] (известняки Ленинградской области), вызывает не меньше вопросов. Так для «первичной ордовикской» компоненты P кучность в стратиграфической системе координат значительно ниже, чем в географической. Тест обращения отрицательный, имеется лишь 4 образца прямой полярности. В то же время для «вторичной пермотриасовой» компоненты S и тест складки и тест обращения положительны – таблица 2 (последняя, выделенная колонка), Рис. 2. Таким образом, аргументы в пользу вторичности «ордовикской» компоненты более весомы, чем в пользу ее первичности. Для пермотриасовой же компоненты картина прямо противоположная.

Таб. 2. Палеомагнитные направления Балтики, полученные в работе [1].

ID	Polarity	Age	Tectonic	D (°)	I (°)	n	R	k
P _r	R		<i>in situ</i>	124.5	71.3	37	36.4	55.9
	→	Arg	unfolded	130.4	73.1	37	36.2	44.9
P _n	N		<i>in situ</i>	303.1	-48.8	4	3.9	25.8
		Arg	unfolded				no change: as	
S _n	N		<i>in situ</i>	25.8	56.4	49	48.2	62.2
		Tr	unfolded	23.9	56.8	49	48.4	78.8
S _r	R		<i>in situ</i>	223.7	-47.7	28	27.1	31.1
		Tr	unfolded	215.0	-56.1	28	27.6	66.3
S _d	N + R		<i>in situ</i>	33.0	53.6	77	74.8	35.2
	→	Tr	unfolded	28.0	56.7	77	75.9	67.9

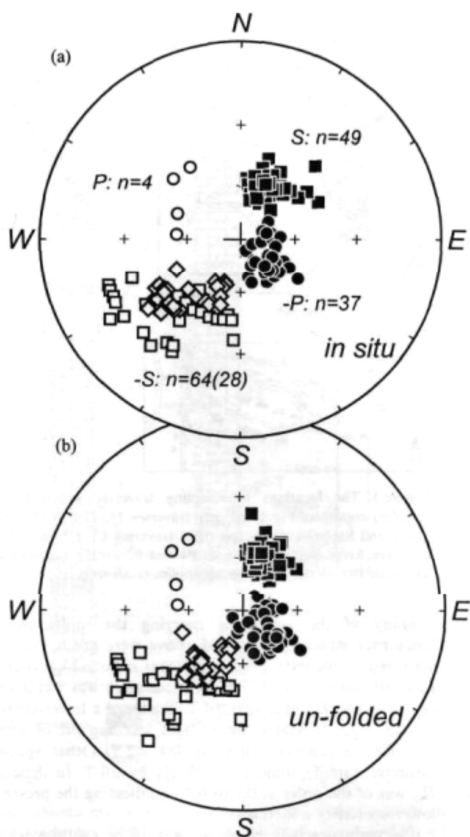
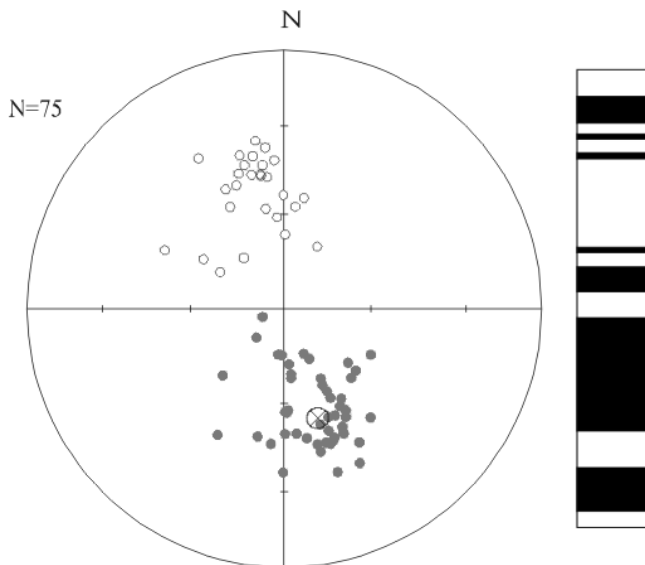


Рис. 2. Распределение выделенных в известняках Ленинградской области палеомагнитных направлений из работы [1].

Похожая картина наблюдается и в работах, выполненных в 2005 г. [2, 3]: «ордовикская» Р компонента имеет только одну полярность, тест складки отсутствует. «Пермотриасовая» компонента S, напротив, бывает биполярной. Более того, как отмечают авторы работы [2], в ряде случаев блокирующие температуры компонент Р и S при чистке меняются местами. Таким образом в этих работах также отсутствуют веские аргументы в пользу ордовикского возраста компоненты Р.

В вендских породах Архангельской области выделены очень похожие на описанные выше Р и S направления и получены близкие палеомагнитные полюсы [4-7]. Интересно, что во всех случаях, когда возможно было применить тест складки, он давал положительный результат для Р компонента и отрицательный – для S компоненты. Т.е. «пермская компонента» является доскладчатой, а «ордовикская» - послескладчатой. Как и в Ленинградской области складкообразование здесь связано с неотектоникой. Кроме вендских пород, в Архангельской области были изучены образцы керна скважины,

пробуренной в кайнозойских породах. Наиболее стабильная компонента намагниченности представлена на Рис. 3. Направление ее близко Р компоненте ордовикских пород, при этом выделено несколько зон прямой и несколько зон обратной полярности. Такой результат заставляет еще больше усомниться в ордовикском возрасте компоненты Р ордовикских пород.



BN: $n=48$ $D=163.4$ $I=56.7$ $\alpha 95=4.2$ $k=24.7$

BR: $n=27$ $D=344.4$ $I=-51.4$ $\alpha 95=5.5$ $k=2.7$

BN+BR: $n=75$ $D=163.8$ $I=54.8$ $\alpha 95=3.3$ $k=25.1$

Рис. 3. Палеомагнитные направления, выделенные в кайнозойских породах Архангельской области и соответствующая им магнитная зональность.

Все полученные в работах [1-7] палеомагнитные полюсы представлены на Рис. 4. Особенности этих полюсов описаны выше, здесь же хочется отметить, что одинаковые полюсы из обеих групп получены для различных типов горных пород.

Интересно, что палеомагнитные полюсы для недипольных составляющих палеополя, вычисленные как векторные разности между N- и R-направлениями намагниченности для позднего палеозоя Сибирской платформы располагаются на “С-О участке” кривой кажущейся миграции палеоплюса Балтики. Это означает послеколлизионный между Балтикой и Сибирской платформой (т.е. как минимум послепермский) возраст «раннепалеозойских» направлений балтийских пород. В связи с тем, что природа полюсов неясна, очевидно, что и раннепалеозойский участок траектории миграции палеоплюса Балтики мы все еще не знаем.

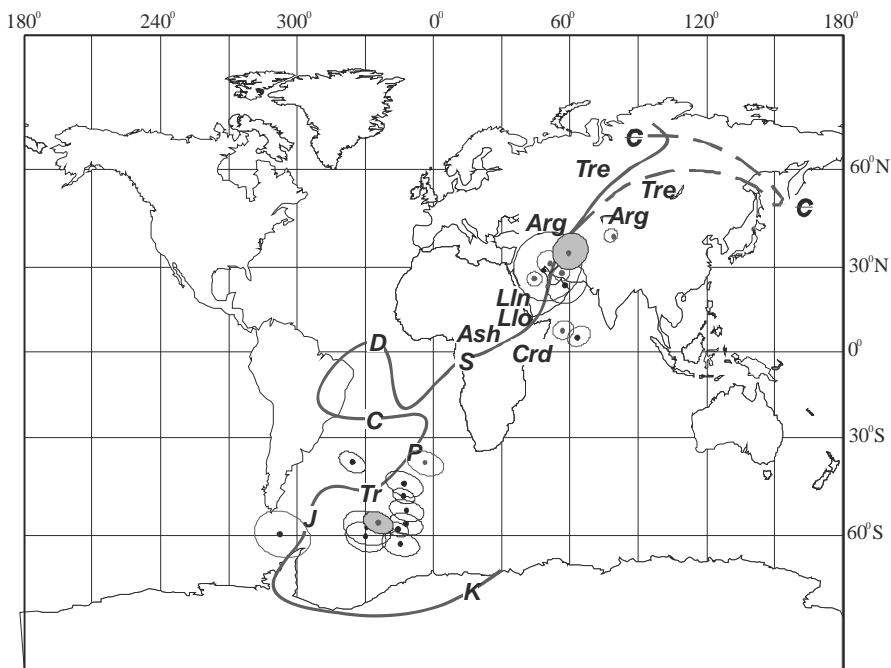


Рис. 4. Траектория кажущейся миграции палеомагнитного полюса Русской платформы и положения палеомагнитных полюсов, полученных в работах [1-7]. Серым овалом выделены полюсы, полученные в работе [1].

1. *Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic.* Mark A. Smethurst, Alexey N. Khramov and Sergei Pisarevsky, 1998.
2. *Новые данные о положении палеомагнитного полюса Восточно-Европейского континента в ордовике.* Н.В. Лубнина, А. В. Зайцев, В. Э. Павлов, 2005.
3. *Палеомагнетизм ордовикских и девонских осадочных пород Северо-Запада Русской платформы: новые данные о кинематике Балтики в палеозое и о пермотриасовом перемещении.* Е. Л. Гуревич, А. Н. Храмов, В. П. Родионов, М. Деккерс, П. В. Федоров, 2005.
4. *Paleomagnetism of Upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: Implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times.* Viktor Popov, Alexander Iosifidi, and Alexei Khramov, Jennifer Tait and Valerian Bachtadze *Journal of geophysical research*, VOL. 107, NO. B11, 2315, 2002
5. *Popov, V.V., A.N. Khramov, and V. Bakhtadze.* 2005. Paleomagnetism, magnetic stratigraphy, and magnetism of Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa R. and in "Verhotina" drill cores, Winter Coast of the White Sea, Russia, *Russian J. Earth Sci.*, V. 7 No. 2, p. 1-34.
6. *Llanos M.P.I., Tait J.A., Popov V.V., Abalmasova A.* 2005. Paleomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: an alternative apparent polar wander path of Baltica for the Later Proterozoic – Early Palaeozoic // *Earth Planet. Sci. Lett.* 240. 732-747.

7. Попов В.В., Храмов А.Н. 2007. Новый палеомагнитный метод ориентирования керна скважин в пространстве. Нефтегазовая геология. Теория и практика: электр. науч. журн. / ВНИГРИ - [Электронный ресурс].

Арктический полет дирижабля «Граф Цеппелин» – первые аэромагнитные измерения в высоких широтах, 1931 г.

Распопов О.М., Соколов С.Н., Демина И.М., Петрова А.А.

СПбФ ИЗМИРАН, Санкт-Петербург

Введение Быстрое развитие в первые десятилетия XX-го столетия авиации, а затем и дирижаблестроения, открыло новые возможности для проникновения в труднодоступные арктические широты. Одним из проектов использования воздухоплавательных средств для изучения арктических территорий было создание в 20-е годы прошлого столетия корпорации «ARCTIC-AIR». Инициатором создания этого консорциума являлся немецкий специалист Hugo Eckener, который предлагал использовать для арктических исследований дирижабль. Эту идею поддержал известный полярный исследователь Fridtjof Nansen, который выступил в 1930 г. с меморандумом [1]. В меморандуме подчеркивалась особая важность исследования как самих арктических территорий, так и процессов, происходящих в них. Научный авторитет Нансена во многом помог дальнейшей реализации идеи использования дирижабля для изучения Арктики. Для арктического полета с научными целями был выбран построенный в Германии дирижабль «Граф Цеппелин». В 1928-1929 гг. этот дирижабль совершил ряд межконтинентальных полетов. Допустимый запас топлива на борту позволял ему совершать рейсы протяженностью более 10000 км. К большому сожалению, идеолог проекта F. Nansen ушел из жизни перед его началом, и проект возглавил немецкий специалист Н. Eckener, благодаря энтузиазму которого и был построен дирижабль «Граф Цеппелин» и состоялся его арктический полет [2]. Арктический полет дирижабля стал международным проектом, к выполнению которого были привлечены специалисты из Германии, Советского Союза, США и Швеции. Полет дирижабля осуществился с 26 по 30 июля 1931 г. Руководителем арктического полета дирижабля стал Хуго Экенер, а научное руководство экспедицией осуществлял советский полярный исследователь Рудольф Лазаревич Самойлович. Трасса этого полета представлена на Рис. 1. Она пролегла из Ленинграда к Земле Франца Иосифа – Северной Земле – полуострову Таймыр – Новой Земле, и затем возвращение в Ленинград. Вблизи берега Земли Франца Иосифа состоялась встреча дирижабля с ледоколом «Малыгин», и был осуществлен обмен почтовой корреспонденцией. Сохранилась фотография, на которой запечатлен момент приводнения дирижабля: на переднем плане Умберто Нобиле и другие участники встречи, прибывшие на ледоколе. Эта фотография приведена на Рис. 2.

Арктическая экспедиция дирижабля «Граф Цеппелин» имела следующие научные задачи:

- Картирование и географическое изучение малоисследованных арктических регионов;
- Метеорологические наблюдения в Арктике, включая запуск нескольких радиозондов;
- Измерения магнитного поля в Арктическом регионе.

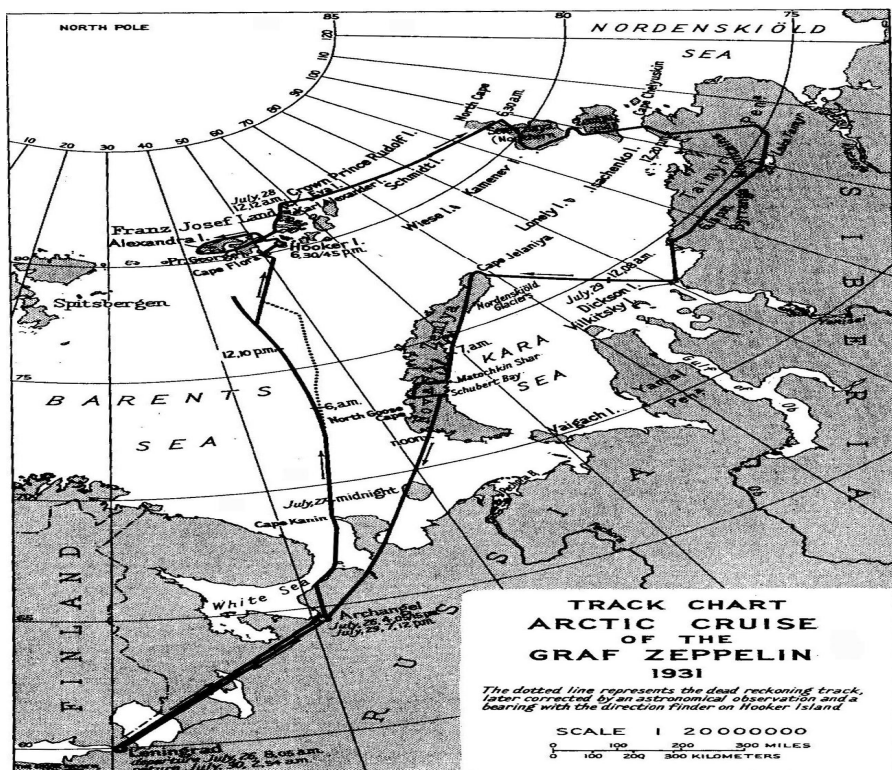


Рис. 1. Трасса арктического полета дирижабля «Граф Цепелин».



Рис. 2. Приводнение дирижабля «Граф Цеппелин» у Земли Франца Иосифа.

Методика геомагнитных измерений на дирижабле «Граф Цеппелин»

Во время арктического полета дирижабля «Граф Цеппелин» проводились два вида измерений компонент геомагнитного поля: горизонтальной составляющей H и склонения D . В геомагнитных измерениях помимо руководителя этих измерений шведского ученого L. Ljungdahl принимали участие и американские специалисты L. Ellsworth и E. Smith.

Измерения горизонтальной составляющей.

Для измерения горизонтальной составляющей H геомагнитного поля был использован двойной компас, предоставленный Carnegie Institute of Terrestrial Magnetism of Washington, D.C. [3, 4]. Перед полетом в Арктику было проведено методическое изучение точности измерения H -составляющей и влияния собственного поля дирижабля на показания прибора. С этой целью был совершен специальный полет дирижабля «Граф Цеппелин» над европейской территорией от Германии до юга Испании с 15 по 17 апреля 1930 г. [3]. Для этой территории имелись достаточно подробные карты H -составляющей геомагнитного поля. Во время полета двойной компас в дневное время устанавливался в двояной кабине 8/10, а в ночные часы – в салоне. В полете дирижабль изменял направление движения, чтобы оценить курсовую девиацию.

Сопоставление измеренных на дирижабле значений H -составляющей с наземными данными показало, что погрешность измерений в большинстве пунктов не превышает 100-110 нТл. При этом перемещение прибора внутри гондолы не сказывается на точности определения H -составляющей. Проведенные в методическом полете измерения H -составляющей при смене курса свидетельствуют об отсутствии воздействия собственного поля дирижабля на девиацию компаса на борту.

Во время арктического полета «Граф Цепеллин» двойной компас устанавливался в том же месте, что и в методическом европейском полете [4]. Поэтому ожидалось, что погрешность измерений H -составляющей не будет превышать 100-150 нТл. Во время полета измерения H -составляющей проводились каждые 4 часа.

Измерения склонения D

Во время арктического полета измерения магнитного склонения D проводилось с помощью теодолита, оснащенного картушкой Томсона, подвешенной на нити в соответствии с моделью прибора др. Haussmann [4]. Нить отбрасывала солнечную тень на картушку компаса, что требовалось для определения географического меридиана. Для исключения влияния движения воздуха, картушка была помещена в деревянный ящик со стеклянной верхней крышкой. Небольшое отверстие в крышке, через которую была продернута нить, препятствовало горизонтальным перемещениям нити.

Для измерения магнитного склонения D инструмент устанавливался в салоне дирижабля у одного из задних окон в месте, где влияние девиации было очень мало. Во время полета было проведено измерение D только в 8 пунктах из-за трудностей в фиксации пеленга на Солнце в местах установки инструмента.

Сопоставление измеренных в полете значений D с наземными данными в районе города Stettin дало погрешность в $0,9^{\circ}$, а в районе Архангельска – $1,6^{\circ}$. Ljungdahl [4] указывает, что точно определить погрешность при измерении D на дирижабле затруднительно. Однако невозможно предположить, чтобы она превышала $\pm 2 \div 3$ градуса.

Во время полета в распоряжении экспедиции были карты элементов геомагнитного поля на эпоху 1930 г. в Северном полушарии, представленные в работе Fisk [5].

Результаты измерений H и D компонент геомагнитного поля и их анализ Во время полета было проделано 8 измерений склонения D и 69 измерений H -составляющей. На Рис. 3 приведена карта изодинам H , согласно Fisk [5], на которую нанесены измеренные значения H -составляющей на трассе полета, а на Рис. 4 приведена карта изогон D на эпоху 1930 г. согласно Fisk [5], на которую нанесены результаты измерения склонения D в полете,

Уже при первом измерении D на участке полета от Земли Франца-Иосифа до Северной Земли исследователи обратили внимание на аномальную величину D , превышающую почти на 10° ожидаемое значение. В связи с этим, вскоре было повторено определение D и вновь было получено аномальное значение D на сей раз более 10° [4]. На Рис. 4 видно, что действительно на высокоширотном участке трассы дирижабля измеренное значение D примерно на 10° отличается от значений D , которые дает карта изогон D . Кроме того, почти на 10° различаются картографические и экспериментальные значения D вблизи северной оконечности Новой Земли. Мало вероятно, что это различие связано с погрешностью измерений. Проводивший магнитные измерения Ljungdahl [4] считает, что ошибка измерений склонения на дирижабле не превышала 2-3 градусов. Разница между экспериментальными и мо-

дельными, а также картографическими данными для остальных, кроме вышеназванных трех пунктов, укладывается в эту величину погрешности.

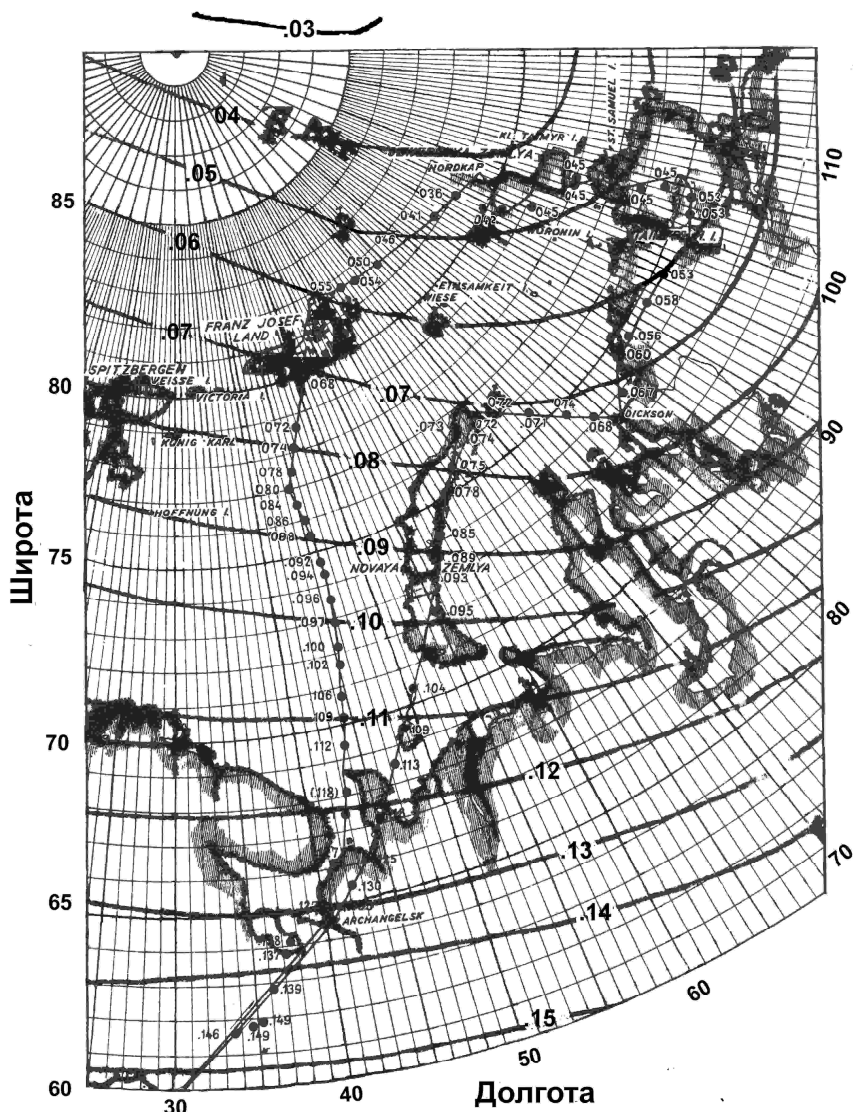


Рис. 3. Карта с трассой полета дирижабля, на которой приведены результаты измерений H и изодинамы H с карты Fisk [5] для эпохи 1930 г.

Можно предположить, что изученность геомагнитного поля в Арктическом регионе к 30-м годам прошлого столетия была недостаточной и карта D , построенная Fisk, не отражает всех пространственных особенностей распре-

деления D. В этой связи была построена карта изогон D на эпоху 1930 г. по модели IGRF-11, и на нее были нанесены пункты измерений D на дирижабле (Рис. 5). Как следует из этой карты аномалия D в районе Новой Земли уменьшилась примерно до 6° , однако в высоких широтах аномальные величины D сохранились на уровне 10 и более градусов. В работах [4, 6] высказано предположение, что аномальные значения D могут быть связаны с локальными магнитными аномалиями. Чтобы проверить эту гипотезу обратимся к геомагнитным данным, полученным в последующие годы.

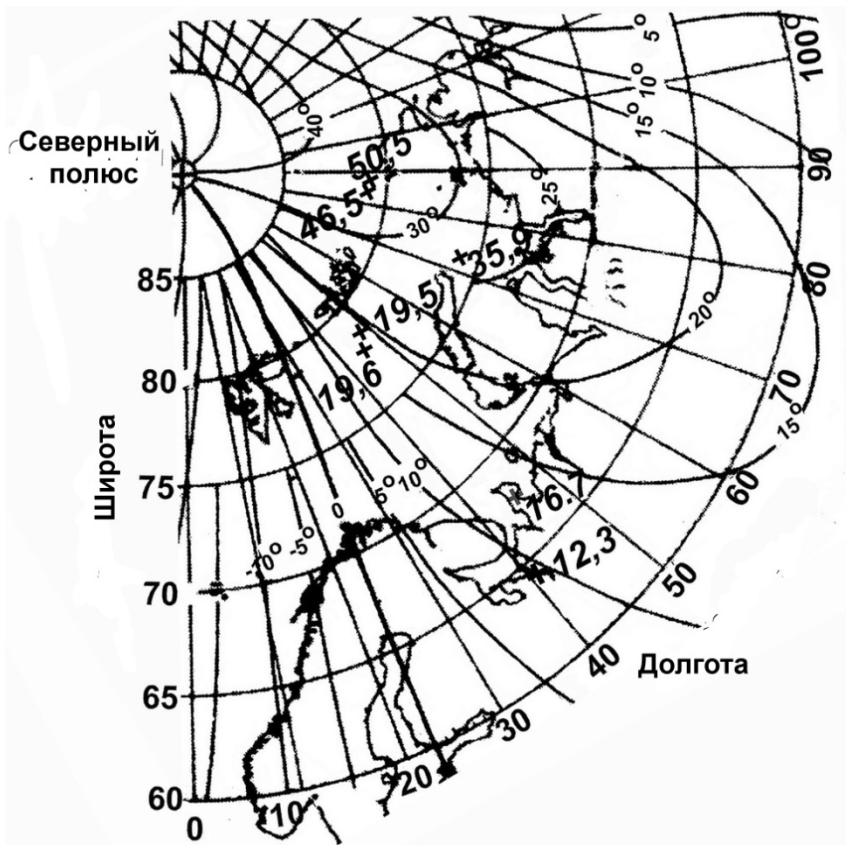


Рис. 4. Карта изогон на эпоху 1930 г. согласно Fisk [5] с нанесенными пунктами измерений магнитного склонения на дирижабле.

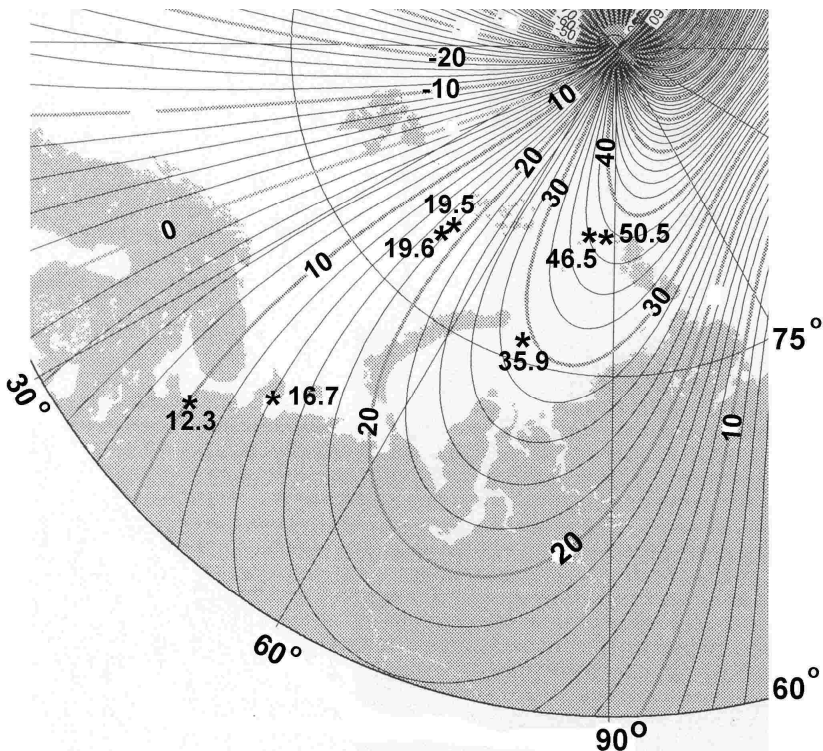


Рис. 5. Карта изогон на эпоху 1930 г. по модели IGRF-11 с нанесенными пунктами измерений магнитного склонения на дирижабле.

На Рис. 6 представлена карта аномалий модуля напряженности геомагнитного поля для высокоширотного участка трассы полеты дирижабля [7] а также нанесены рассчитанные изогоны магнитного склонения. Как видно на карте, места определений склонения на дирижабле (отмечены крестиком) располагаются в районе очень сложного по своей структуре аномального геомагнитного поля. Таким образом, связь измеренных на дирижабле аномальных значений D с влиянием региональных аномалий подтверждается и современными данными о структуре аномального магнитного поля в районе высокоширотной части трассы полета дирижабля.

В своих работах исследователи [4, 6] при анализе результатов определений в полете горизонтальной составляющей H не сообщают о каких-либо аномальных особенностях в поведении измеренных величин H . Однако, если обратиться к Рис. 3, на котором приведены результаты измерений H по трассе полета и изодинамы H с карты Fisk [5] для эпохи 1930 г., то выявляются пункты, в которых величина H на сотни нТл отличается от картографических и модельных значений. Так, на высокоширотном участке трассы вблизи района аномальных значений D измеренная величина H равняется 3600 нТл в то

же время согласно карте изодинам значение H в этой точке должно быть около 4400 нТл. Имеются заметные различия в несколько сот нТл в измеренных величинах H и картографических данных в районе Северной Земли и о. Диксон.

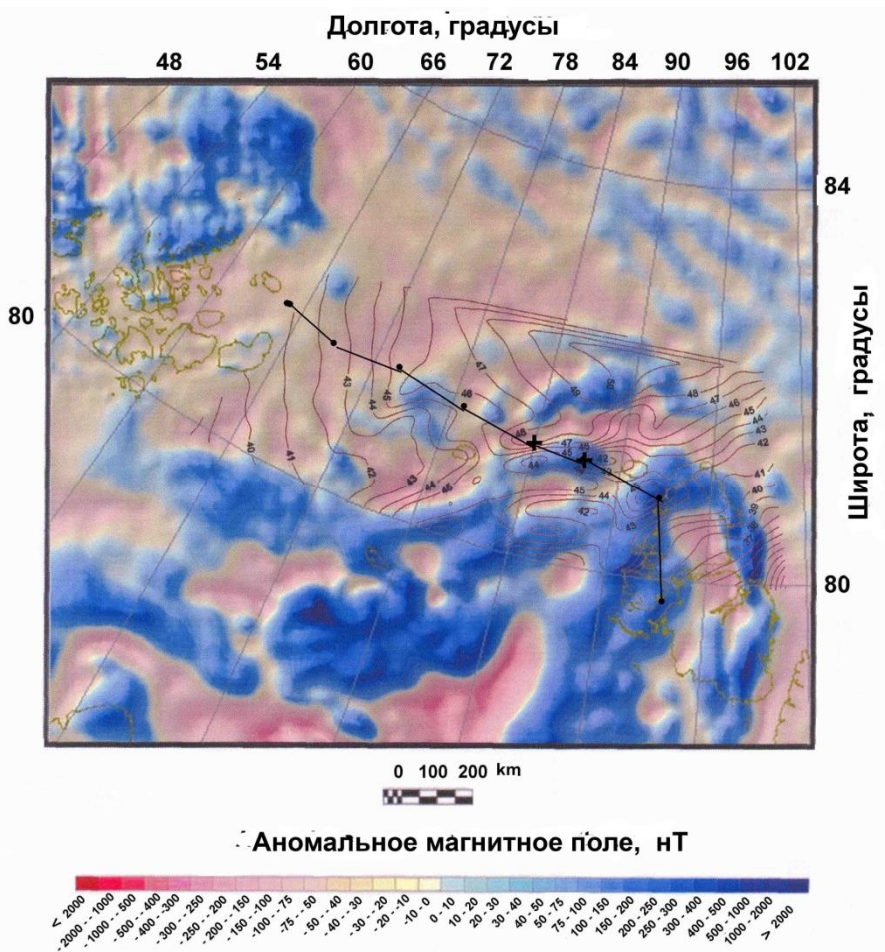


Рис. 6. Карта аномалий модуля напряженности геомагнитного поля для высокоширотного участка трассы полеты дирижабля с нанесенными изогонами. Крестиками отмечены пункты определения D во время полета дирижабля, а точками - измерения H .

На Рис. 7 приведены значения разностей между измеренными величинами H и величинами H , рассчитанными по модели IGRF-11 для эпохи 1930 г. Напомним, что при методологическом полете дирижабля над Европой погрешность определения H обычно не превышала 100-110 нТл. Иная картина с ре-

зультатами измерений H имела место в арктическом полете дирижабля. Только в 17 из 69 пунктов измерений H разность между измеренными и модельными величинами была меньше 100 нТл. В 12 случаях она была меньше 150 нТл, но в 21 случае она превышала 250 нТл, а в пунктах 8, 38, 51 и 72 эта разность превышала 500 нТл. Как видно из Рис. 7, среднее отклонение наблюдаемых значений H от модельных значений близко к -200 нТл, что заметно превышает возможную погрешность измерений.

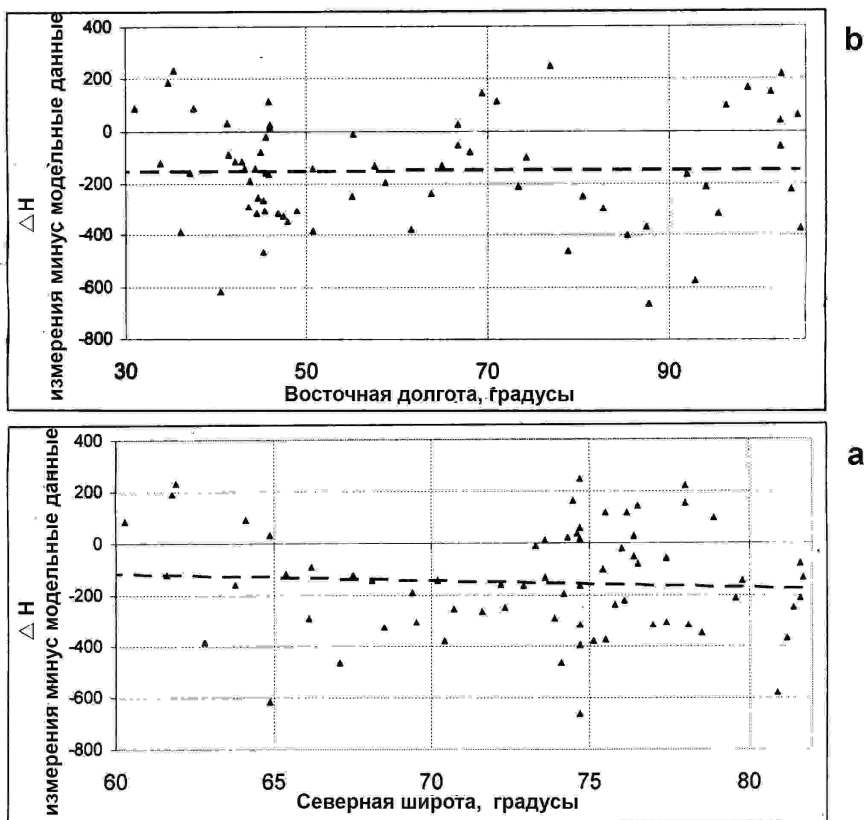


Рис. 7. Разность ΔH , наблюдаемых на дирижабле и рассчитанных по модели IGRF-11 для эпохи 1930 г. в зависимости от широты (а) и долготы (б) пунктов наблюдений.

Заключение Во исполнение идеи Ф Нансена о возможности использования дирижабля для научных исследований в Арктике 26-30 июля 1931 г. был совершен арктический полет дирижабля «Граф Цеппелин» в регионе Баренцева и Карского морей. В своем полете дирижабль достиг широт более 81° N и пролетал над слабо исследованными в то время районами Арктики. В числе научных задач, решаемых экспедицией, было измерение H и D - составляющих геомагнитного поля. По-существу, это была первая аэромагнитная съем-

ка в арктических широтах. Исследователи обратили внимание на то, что на участке трассы от Земли Франца Иосифа до Северной Земли были зарегистрированы аномальные значения D , на $8-12^{\circ}$ отличающиеся от ожидаемых величин. Было высказано предположение, что аномальная величина D связана не с ошибками наблюдений, а с воздействием местных магнитных аномалий. Вместе с тем исследователи не обратили внимания на какие-либо аномальные особенности в поведении H -составляющей геомагнитного поля.

Проведенный в настоящей работе анализ измеренных на дирижабле значений H и D на основе современных и архивных данных о структуре геомагнитного поля в регионе Баренцева и Карского морей подтвердил, что измененные аномальные значения D являются не результатом ошибок наблюдений, а отражением реальной сложной структуры геомагнитного поля в месте определений D . Практически, каких-либо новых данных о тонкой структуре склонения для этого региона с тех пор не появилось, что повышает ценность этих уникальных измерений. Полученные в ходе экспедиции результаты могут послужить основой при планировании работ по изучению пространственной структуры склонения на акваториях северных морей. Анализ архивных и современных геомагнитных данных выявил, что аномальная структура геомагнитного поля в рассматриваемом регионе проявляется не только в D , но и в изменениях горизонтальной компоненты H , что ранее исследователями, проводившими измерения, не выявлялось.

Резюмируя результаты анализа геомагнитных измерений во время арктического полета дирижабля «Граф Цеппелин», можно сделать заключение, что реализация идеи Ф. Нансена об использовании дирижаблей в изучении арктических территорий оказалась плодотворной. Уже первая аэромагнитная съемка продемонстрировала сложный характер структуры геомагнитного поля в районе Баренцева и Карского морей. К сожалению, первый опыт использования дирижаблей для научных исследований в Арктике не нашел своего продолжения.

Работа выполнялась при поддержке грантов РФФИ 10-05-00129-а, а также Программы Президиума РАН «Фундаментальные проблемы исследований и освоения Солнечной системы».

1. *Nansen F.* The proposed Arctic expedition in the Graf Zeppelin. The Geographical Journal, 1930. No 1, pp.67-70.
2. *Eckener H.* My Zeppelins. Translated from the German by Douglas Robinson. London: Putnam & Co. Ltd., 1958, New York: Arno Press, 1980.
3. *Grotewahl M.* Bericht über die Versuchsfahrt des Bidlingmaier'schen Doppelkompasses mit dem Luftschiff Graf Zeppelin. Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity, 1930. V. 35, No 4, pp. 226-230.
4. *Ljungdahl, G. S.* Preliminary report of the magnetic observations made during the aero-arctic expedition of the Graf Zeppelin, 1931, Terr. Magn. Atmos. Electr., 1931. V. 36, No4, pp. 349-355.
5. *Fisk H.W.* Isomagnetic charts of the Arctic Area. Trans. Amer. Geophys. Union, Twelfth Ann. Meeting, April 30 and May 1, 1931, National Research Council, Washington., 1931. pp 134-139.

6. Ellsworth L., Smith E.H. Report of preliminary results of the aeroarctic expedition with "Graf Zepelinn," 1931. The Geographical Review, 1932. V. XXII, The American Geographical Society, New York, pp. 61-82.
7. Петров О.В., Морозов А.Ф., Липилин А.В., Колесников В.И., Литвинова Т.П., Мясников Ф.В. Карта аномального магнитного поля (ΔT)_а России и прилегающих акваторий. Масштаб 1 : 5000000, ВСЕГЕИ, 2004.

Палеомагнетизм Ашинской серии Южного Урала – синтез старых данных и новые результаты

Сальная Н.В., Михайлова В.А., Иосифиди А.Г.

ВНИГРИ, Санкт-Петербург

Палеомагнитное изучение ашинской серии началось в 60-х годах прошлого века, когда Р.А. Комиссаровой (ВНИГРИ) и Н.Ф. Данукаловым (ИГ Уфа-АН СССР) была отобрана представительная коллекция ориентированных образцов из выходов горных пород вдоль рек Басу (54.2°N, 57.1°E), Зилим (53.5°N, 56.5°E) и ручья Кук-Караук (53.6°N, 56.6°E). Ее изучение, при существующем в те времена техническом уровне, дало значимые палеомагнитные результаты для двух из четырех свит серии – кук-караукской и басинской [1,2]. В результате временной чистки (в течение 30 дней) всех образцов, а также чистки переменным магнитным полем (до 48кА/м) и термочистки (до 500°С) их десятой части были выделены две доскладчатые компоненты естественной остаточной намагниченности (J_n) – монополярная ($D=264^\circ$, $I=-18^\circ$, $K=15$, $\alpha=9^\circ$) и биполярная ($D=51^\circ$, $I=-32^\circ$, $K=9$; $\alpha=10^\circ$), отнесенные предположительно к ордовику (возраст ашинской серии в то время был неизвестен)[3]. Находки эдиакарской фауны в породах ашинской серии побудили вернуться к ее палеомагнитному изучению – уже на новом современном техническом и методическом уровне. Термомагнитный анализ установил многокомпонентность J_n пород и позволил определить направления этих компонент, имеющих различные спектры деблокирующих температур [4,5].

В данной работе представлены результаты повторного изучения коллекции, отобранной в 60-х годах. Около 50 ориентированных образцов басинской свиты и 70 – кук-караукской свиты прошли полный цикл ступенчатого терморазмагничивания – вплоть до 680°С.

Магнитные свойства Естественная остаточная намагниченность J_n осадочных пород басинской свиты лежит в пределах от 69 до 169 мА/м, их магнитная восприимчивость K_m изменяется от 40 до 88×10^{-5} ед. СИ. Породы кук-караукской свиты менее магнитны, значения J_n варьируют от 5 до 36 мА/м, а K_m не превышает 20×10^{-5} ед. СИ.

По деблокирующим температурам J_n – основным ее носителем является гематит; в ходе терморазмагничивания удалось выделить две характерных компоненты, деблокирующие температуры которых находятся в интервалах 500–680°С и 620–680°С.

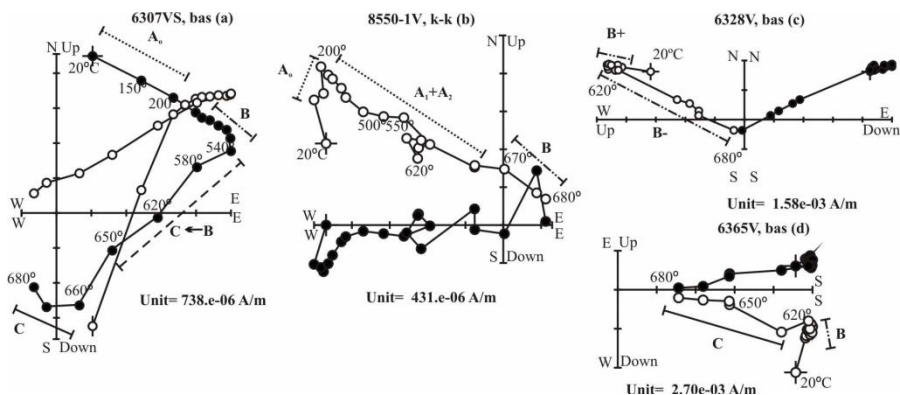


Рис. 1. Примеры терморазмагничивания образцов ашинской серии. Диаграммы Зийдервельда (в стратиграфической системе координат). bas – Басинская свита, k-k – кук-караукская свита.

Компонентный анализ Для всех изученных образцов басинской и кук-караукской свит было применено ступенчатое терморазмагничивание от 100°C с шагом 50–100°C до 600°C, затем с шагом 5–20°C до 680°C, в ходе которого в большинстве образцов выделяются от трех до четырех компонент J_n (рис.1, рис.2).

Басинская свита, р. Басу Первая – низкотемпературная A_0 -компонента выделяется в диапазоне 100–300°C и имеет направление, близкое направлению современного геомагнитного поля. Направление этой компоненты (табл., строка 1, рис.2).

Вторая B-компонента – биполярная, выделяется в интервале температур 500–680°C (примеры терморазмагничивания – рис.1, с). Векторы сконцентрированы в двух областях стереограммы: одна группа векторов (B-) имеет среднее направление $D=238^\circ$, $I=35^\circ$, другая группа (B+) – $D=56^\circ$, $I=-36^\circ$ (табл., строка 2, рис.2). Тест складки для компоненты (B-) неопределенный ввиду малого числа образцов, а для компоненты (B+) положителен, что говорит о ее доскладчатом происхождении.

Тест обращения положительный, класс C (угол между направлениями $\gamma = 2^\circ$, $\gamma_{cr} = 14^\circ$).

Третья – высокотемпературная биполярная C-компонента выделяется лишь у 5 образцов в интервале температур 620–680°C (рис.1, a, d), приведенные к прямой полярности векторы распределены в одной области стереограммы и имеют среднее направление $D=159^\circ$, $I=-23^\circ$ (табл., строка 3, рис.2). Тесты складки и обращения для этой компоненты неопределенны, из-за малого количества образцов.

Басинская свита, Белорецкий тракт В таблице, строки 4 – 7 представлены результаты предыдущих исследований. Вторая B-компонента (выделенная при размагничивании переменным полем до 48 кА/м и температурой до 500°C) – биполярная, приведенные к прямой полярности векторы имеют среднее направление $D=60^\circ$, $I=-41^\circ$, тест складки положительный. Компонента B, выделенная в интервале температур 400–580°C, имеет среднее направ-

ление $D=58^\circ$, $I=-36^\circ$. Обе эти компоненты близки, по среднему направлению, биполярной компоненте В, для басинской свиты р. Басу, полученной в ходе палеомагнитных исследований, выполненных в этом году.

С-компоненты, выделенные в результате временной чистки в течении 30 дней и температурной чистки $620 - 680^\circ\text{C}$, имеют средние направления $D=163^\circ$, $I=-14^\circ$ и $D=162^\circ$, $I=-6^\circ$ соответственно. Сходные результаты получены и в ходе этой работы для басинской свиты, р. Басу среднее направление $D=159^\circ$, $I=-23^\circ$, для кук-караукской свиты $D=153^\circ$, $I=-14^\circ$.

Таблица. Палеомагнитные направления и полюса для ашинской серии Южного Урала (басинская и кук-караукская свиты).

№	Компоненты J_n ($^\circ\text{C}, \tau, \kappa\text{A}/\text{M}$)	N/n	с. к.	D°	I°	K	α_{95}°	Φ°	Λ°	dp°	dm°	ϕ_m°	Тест
Басинская свита, р. Басу													
1	$A_0(100-300^\circ\text{C})$	29/44	g	4	75	8	10	81	70	17	18	62	F~
2	$B(500-680^\circ\text{C})$	20/33	g	43	-41	16	9						
		(22N,11R)	s	57	-36	26	7	2	185	5	8	-20	$R+(\gamma=2^\circ, \gamma_{gr}=14^\circ),$ C
3	$C(620-680^\circ\text{C})$	5/5	g	163	-30	18	18						
		(3N,2R)	s	159	-23	18	18	-45	87	10	19	-12	F~
Басинская свита, Белорецкий тракт($53.5^\circ\text{N}, 57^\circ\text{E}$)													
4	$B(h_{48}, t_{500})^{**}$	8/12	g	49	-52	24	9						
		(6N,6R)	s	60	-41	34	7	-3	184	5	9	-23	$F+(1\pm 0.78)$
5	$B(400-580^\circ\text{C})^*$	3/5	g	48	-42	102	6.3						
			s	58	-36	69	7.6	1	184	5	9	-20	F~
6	$C(\tau_{30})^{**}$	7/8	g	172	-17	98	5						
			s	163	-14	128	4.1	-42	80	2	4	-7	$F+(0.64\pm 0.55)$
7	$C(620-680^\circ)^*$	6/12	g	164	-13	53	10						
			s	162	-6	55	10	-37	80	5	10	-3	

Таблица. (продолжение)

		Кук-караукская свита											
8	A ₀ (100-300°C)	28/45	g	296	68	13	9	52	350	13	15	51	F-(0.4±05)
9	A ₁ (250-520°C)	17/19	g	223	-37	20	8						
			s	226	-31	48	5	-39	354	3	6	-17	F~
10	A ₂ (250-530°C)	16/20	g	263	-47	20	9						
			s	262	-37	35	6	-21	320	4	7	-21	F+(0.9±0.4)
11	B(645-675°C)	9/9	g	51	-30	19	12						
			(4N, 5R) s	46	-40	22	11	4	195	8	13	-23	F+(0.6±0.6)
12	C(560-680°C)	18/23	g	152	-8	14	9						R+(γ=5°, γ _{cr} =15°), C
			(10N, 13R) s	153	-14	24	7	-39	92	4	7	-7	R+, F+(1.0±0.3)
B (2+11)		4						-3	190	A ₉₅ =8			
C (3+12)		3						-40	91	A ₉₅ =5			

Примечание: N – число штуфов; n – число образцов; с.к. – система координат (g-географическая, s-стратиграфическая); D°, I° – склонение и наклонение средних направлений компонент; K – кучность векторов; α95° – радиус круга доверия при 95% вероятности для среднего направления; Φ°, Λ° – широта и долгота палеомагнитного полюса; dp°, dm° – полуоси овала доверия; φm° – палеомагнитная широта; F+, F-, F~ – положительный, отрицательный, неопределённый результат теста складки соответственно, по [Enkin,2003]; R+ – тест обращения положительный по [McFadden,1990]; статистика на уровне образцов и штуфов. τ – временная чистка. Строки 6 – 7 данные получены методом «скользящих нормалей»[6].

Кук-Караукская свита Первая – низкотемпературная A₀-компонента выделяется в диапазоне 100–300°C и имеет направление, близкое направлению современного геомагнитного поля. Направление компоненты (табл., строка 8, Рис.2). Тест складки для A₀-компоненты в модификации Енкина неопределенный.

Вторая – B-компонента – биполярная, как и у пород басинской свиты выделяется в интервале температур 500–680°C. Одна группа векторов (BR) имеет среднее направление D=234°, I=39°, другая группа (BN) – D=37°, I=-42° (табл., строка 11, рис.2). Тест складки для B-компоненты положительный, что свидетельствует о доскладчатом ее происхождении.

Третья – высокотемпературная биполярная C-компонента – выделяется в интервале температур 620–680°C, её векторы имеют средние направления D=331°, I=12° и D=153°, I=-14° (табл., строка 12, рис.2). Тест складки для этой компоненты положителен. Тест обращения положительный, класс C (угол между направлениями γ = 5°, при критическом γ_{cr} = 15°).

В кук-караукской свите также выделяются две компоненты – A₁ и A₂ в интервале температур 250–530°C (рис. 1b, рис.2, табл., строка 9, 10). Эти компоненты J_n имеет обратную полярность; группа векторов для A₁ дает юго-западное распределение (D=226°, I=-31°), а группа векторов для A₂ – западное (D=262°, I=-37°). В басинской свите таких направлений J_n выделить не удалось. Тест складки для компоненты A₁ – неопределенный, для A₂ – положительный.

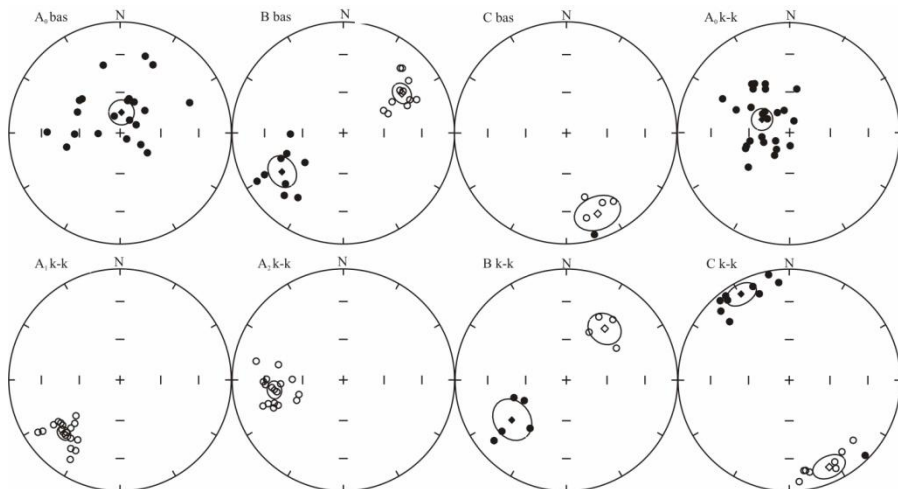


Рис. 2. Распределение направлений компонент J_n после проведения температурной чистки; пустые (залитые) кружки – проекции векторов на верхнюю (нижнюю) полушару; на стереопроециях указаны индексы компонент.

Обсуждение результатов Положение исследованных разрезов ашинской серии к западу от зоны Главного Уральского надвига (разлома) дает возможность сравнить полученные по выделенным компонентам J_n положения палеомагнитных полюсов (табл.) с таковыми для Русской платформы и с полюсами, образующими последнюю версию их миграции для Восточно-Европейской плиты [7], и тем самым определить их возраст. Предварительно заметим, что там, где тест дал определенный результат, выделенные компоненты J_n (кроме А, с направлением, близким к направлению современного геомагнитного поля в районе отбора) являются доскладчатыми. Поскольку основная фаза герцинской складчатости на Урале приходится на середину перми [8], то все выделенные компоненты J_n старше событий этого возраста. Как показывает рис. 3, возрасты компонент – следующие: A_1 : C_3 – P_1 , A_2 : D_3 – S_1 , В: O_3 – S_1 , С: V_2 (570 млн. лет). При этом палеомагнитные полюсы В и С-компонент располагаются в виде неширокой полосы, повторяя последовательность полюсов для Зимнего Берега Белого моря и Подолии, полученных в работах [9,10].

Более подробно о результатах исследования пород ашинской серии [11].

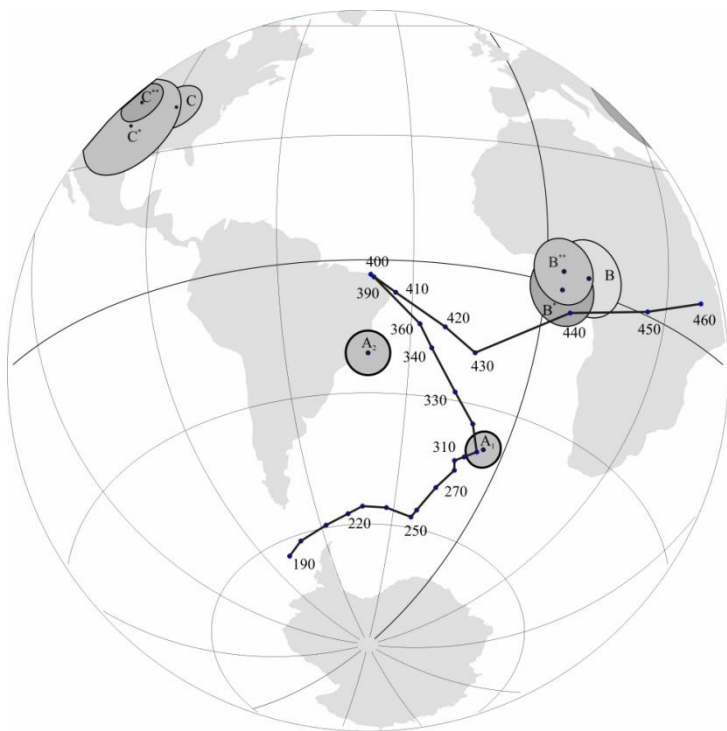


Рис. 3. Фанерозойская кривая миграции для Балтики по Торсвику [7] и позиция палеомагнитных полюсов для ашинской серии Южного Урала (данные представлены в таблице).

1. *Комиссарова Р.А.* Возраст ашинской серии по палеомагнитным данным // Палеомагнетизм - Труды ВНИГРИ. Вып. 256. Л.: Недра. 1967. С.126-131
2. *Данукалов Н.Ф., Комиссарова Р.А., Михайлов П.Н.* Палеомагнетизм рифея и венда Южного Урала // Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. - М.: Наука. 1982. С. 121-161
3. *Храмов А.Н., Шолто Л.Е.* Палеомагнетизм принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии // Труды ВНИГРИ. Вып. 256. Л.: Недра. 1967. С. 124-133
4. *Pisarevsky S.A., Komissarova R.A., Khramov. A.N.* A multicomponent magnetization of the Vendian red sediments from Southern Urals and the palaeoposition of the Baltica // Aarhus Geoscience. Vol. 8. 1999. Pp. 95 – 98.
5. *Komissarova R.A., Iosifidi A.G.* Vendian sedimentary rocks of South Urals (Basinskaya Formation): palaeomagnetic data // Intern. Conference of Problems of Geocosmos – St. Petersburg, Russia. Book of Abstracts. 2000. Pp. 76 – 77.
6. *Храмов А. Н., Иосифиди А. Г., Понов В. В.,* Пятидесятилетие палеомагнитных исследований пермских отложений Донбасса: достоверность результатов. /Материалы Всероссийского семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород/Отв. ред. В.П.Щербаков, Борок, 27-30 октября 2011 г. Ярославль: ООО "Сервисный центр". 2011.с.243-247.

7. *Torsvik T.N., Cocks J.R.M.* Norway in space and time. A Centennial cavalcade // Norwegian Journal of geology. Vol. 85. 2005. Pp. 73 – 86.
8. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа:ГИИЕМ. 2000, 146с.
9. *Popov V., Khramov A., Bachtadse V.* Paleomagnetism, magnetostratigraphy and petromagnetism of Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Verhotina Hole, Winter coast of White Sea, Russia // Russian Journal of Earth Sciences. Vol. 7(2), 2005. Pp. 1 – 29.
10. *Iosifidi A.G., Khramov A.N., Bachtadse V.* Multicomponent magnetization of the Vendian sedimentary sequences of Podolia, Ukraine // Russian journal of Earth Sciences. Vol. 7(2). 2005. Pp.1 – 29.
11. *Иосифиди А. Г., Михайлова В. А., Сальная Н. В., Храмов А. Г.* Палеомагнетизм осадочных пород западного склона Южного Урала: новые данные // Нефтегазовая геология. Теория и практика, www.ngtp.ru (в печати).

Можно ли получить какие-либо определения палеонапряженности с помощью метода ступенчатого перемагничивания?

Сапожников А.В.¹, Попов В.В.², Сергиенко Е.С.¹, Смирнова Р.В.¹

¹ Физический факультет СПбГУ, Санкт-Петербург

² ВНИГРИ, Санкт-Петербург

Введение Работа продолжает изучение метода ступенчатого перемагничивания (метода СП), предложенного в 1975 году В.А. Шашкановым и В.В. Металловой, основанного на поведении идеальной намагниченности в зависимости от плотности распределения гистеронов (распределения магнитной текстуры) в модели Прейзаха-Нееля. Краткое описание процедуры метода приведено в [1], подробное – в [2].

Графически ступенчатое перемагничивание представляется в виде зависимости $J_r(n)$ остаточной намагниченности J_r на каждом шаге перемагничивания n . Такую зависимость называют кривой ступенчатого перемагничивания (кривой СП). Для породы с равномерным распределением гистеронов (однородной магнитной текстурой) она будет иметь вид параболы. Намагничивание породы полем H_0 при ее образовании приводит к нарушению однородности магнитной текстуры. Существует два основных вида кривых СП в случае неоднородности: 1) кривая, представляемая в виде пересечения двух парабол (Рис. 1, а); 2) сложная кривая, имеющая прямолинейный участок (Рис. 1, б).

Возможному развитию метода СП главным образом препятствуют два принципиальных вопроса. Первый связан с экспериментами 1989 года, проведенными А.С. Большаковым и др. [3] и заключается в том, что в ходе этих экспериментов не удалось надежно выделить особенности на кривых СП. В 2006 году В.А. Шашканов [4] показал, что причиной неудачи мог стать выбор слишком большой частоты переменного поля.

Второй вопрос заключается в том, как находить погрешность определения палеонапряженности. Дело в том, что одна кривая СП дает оценку без по-

грешности, а итоговая оценка определяется по нескольким кривым. Если брать погрешность по разбросу определений поля, то число экспериментов будет постоянно увеличивать погрешность. Хочется найти какой-то иной способ.

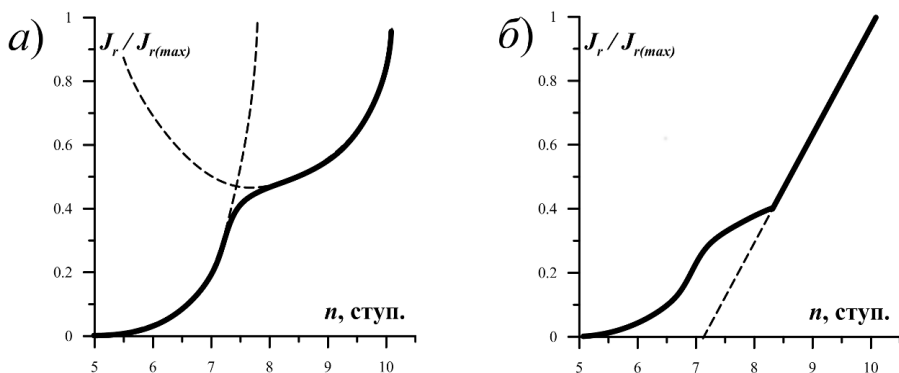


Рис. 1. Два вида кривых СП: а) в виде пересечения двух парабол; б) имеющая прямолинейный участок.

Основная задача эксперимента не была связана с получением значений палеонапряженности как таковых. В первую очередь интерес представляли поведение кривых СП, поиск проявлений магнитной текстуры, поиск метода определения погрешности.

Оборудование Устройство для проведения ступенчатого перемагничивания было создано в лаборатории ВНИГРИ. Основные характеристики: частота переменного поля – 72 Гц; амплитуда переменного поля плавно регулируется в интервале 0–750 Э; максимальная величина постоянного поля – более 5 Э. Источником переменного тока служит звуковой генератор ГЗ-209, сигнал которого подается на усилитель NAG RF-160 (W), что позволяет получить чистую синусоидальную зависимость переменного тока. Погрешности определения констант катушек переменного и постоянного поля составили 0,2% и 0,04% соответственно.

Для измерения намагниченности используются рок-магнитометры JR-4 и JR-5. Размагничивание образца переменным полем 1000 Э с вращением для полного разрушения созданной идеальной намагниченности производится на установке LDA-3.

Объекты исследования Для эксперимента было решено использовать по большей части природные термонамагнитные объекты. Значительный объем работы по изучению метода СП на породах с искусственно созданной J_{r1} уже существует (см., к примеру, [2, 5]). Интересно было бы посмотреть, как ведут себя кривые СП на природных объектах, пусть не имея при этом возможности уверенно говорить о значениях поля намагничивания.

Образцы выбирались из 4-х коллекций, породы в которых отличались возрастом, происхождением и поведением идеальной намагниченности $J_r(h)$ при ее разрушении переменным полем:

- **Адзья (Adz): 4 образца.** Базальты триасового периода на поднятии Чернышёва в районе Полярного Урала. Образовались при остывании лавы в воде. Больше половины намагниченности J_r разрушается при поле $h \leq 100$ Э.
- **Кара (Kar): 4 образца.** Импактные породы из зоны Карской астроблемы, ударного кратера, возникшего на границе мел-палеоген. Представляют собой переплавленные осадки, частично состоят из вулканического стекла. Разрушение идеальной намагниченности $J_r(h)$ происходит практически равномерно при изменении амплитуды переменного поля от 0 до 700 Э.
- **Камчатка (Сам): 2 образца.** Современные лавы, отобранные из лавового потока, покрывшего конус Заварицкого при извержении 1945 года. Прямые замеры в 1965 году в этом районе показали величину магнитного поля равной 0,5 Э. Таким образом, поле образования намагниченности данных образцов известно.
- **Модельные (Mod): 3 образца.** На образцах из коллекции «Кара» была создана искусственная J_r в поле $H_0 = 0,5$ Э. В течение 3 часов объекты находились при температуре 675 °С, затем остывали до комнатной температуры в поле в течение 5 часов.

Результаты

1. Модельные образцы. Поскольку поле намагничивания H_0 модельных образцов известно, было интересно проверить, существует ли участок на кривых СП, приводящий к верному значению палеонапряженности. На Рис. 2 приведены соответствующие графики $J_r(n)$ – кривых СП с прямолинейным участком.

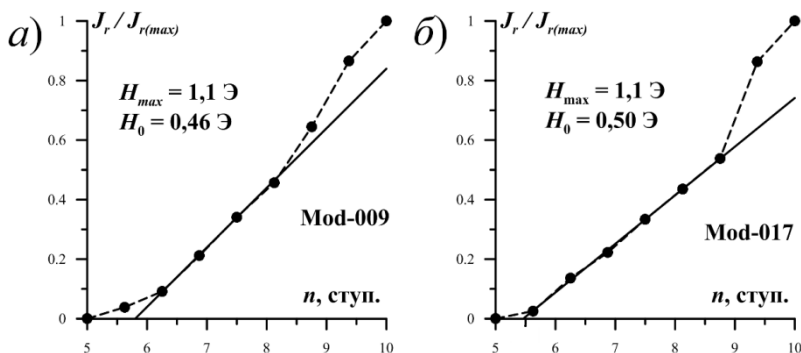


Рис. 2. Кривые СП для модельных образцов: а) Mod-009; б) Mod-017.

Можно видеть, что прямолинейный участок, соответствующий оценке, близкой к H_0 , строится не по крайней правой точке графика, как это утверждается, например, в [2].

2. Изменение вида кривых СП с полем H_{max} . Наиболее яркий результат показал образец Каг-087 из коллекции «Кара». Кривые СП, полученные для него в различных полях H_{max} , показаны на Рис. 3.

В поле $H_{max} = 0,6$ Э можно увидеть, хотя и не совсем четко, первый тип кривой СП: в виде пересечения двух парабол. Определенное с его помощью значение палеонапряженности H_0 совпадает с полученным в поле $H_{max} = 1,0$ Э. Заметим, что здесь, как и в случае с модельными образцами, крайняя правая точка кривой выпадает из проведенной прямой.

Начиная с $H_{max} = 1,3$ Э наблюдаются кривые с участком в виде прямой, уходящей вверх вплоть до крайней правой точки. При этом можно четко видеть зависимость проявлений неоднородностей магнитной текстуры от поля H_{max} . При $H_{max} = 1,3$ Э прямая выделяется по трем точкам, в поле же $H_{max} = 1,4$ Э – по пяти. Величину поля $H_{max} = 1,4$ Э можно считать «пиковой», в ней особенность проявляется наиболее ярко. Уже при $H_{max} = 1,5$ Э магнитная анизотропия проявляется значительно менее ярко, а в поле $H_{max} = 1,6$ Э можно видеть параболическую зависимость, свойственную породе с однородной магнитной текстурой. Это объясняется тем, что область перемагничивания в поле $H_{max} = 1,6$ Э стала настолько большой, что изменения намагниченности за счет неоднородности оказались малы по сравнению с изменениями за счет перемагничивания остальной части гистеронов.

3. Оценка палеонапряженности и погрешности. Проблемы с увеличением погрешности по разбросу оценки величины древнего поля при росте числа определений натолкнули на мысль воспользоваться статистическим анализом. Идея заключалась в том, чтобы построить гистограммы, на которых отображается то, какое количество раз N была получена та или иная оценка палеонапряженности H_0 . Если окажется возможным представить гистограмму в виде распределения Гаусса, можно будет оценить его погрешность как полуширину полосы высотой 0,71 от высоты максимума. Точка максимума распределения будет соответствовать искомой величине древнего поля, а погрешностью оценки станет его погрешность. В таком случае можно надеяться на то, что увеличение числа кривых СП будет приводить к уменьшению погрешности.

Для статистического анализа, однако, необходимо иметь как можно большее число кривых. Даже десяти кривых СП для одного образца может оказаться недостаточно для построения однозначно интерпретируемой гистограммы (пример на Рис. 4, z – гистограмма, построенная по 9 кривым СП для двух образцов из коллекции Камчатка). Поскольку образцы из каждой коллекции отбирались на одном объекте, было решено объединить определения по всем кривым СП для каждого объекта. Полученные в результате гистограммы оценки палеонапряженности представлены на Рис. 4.

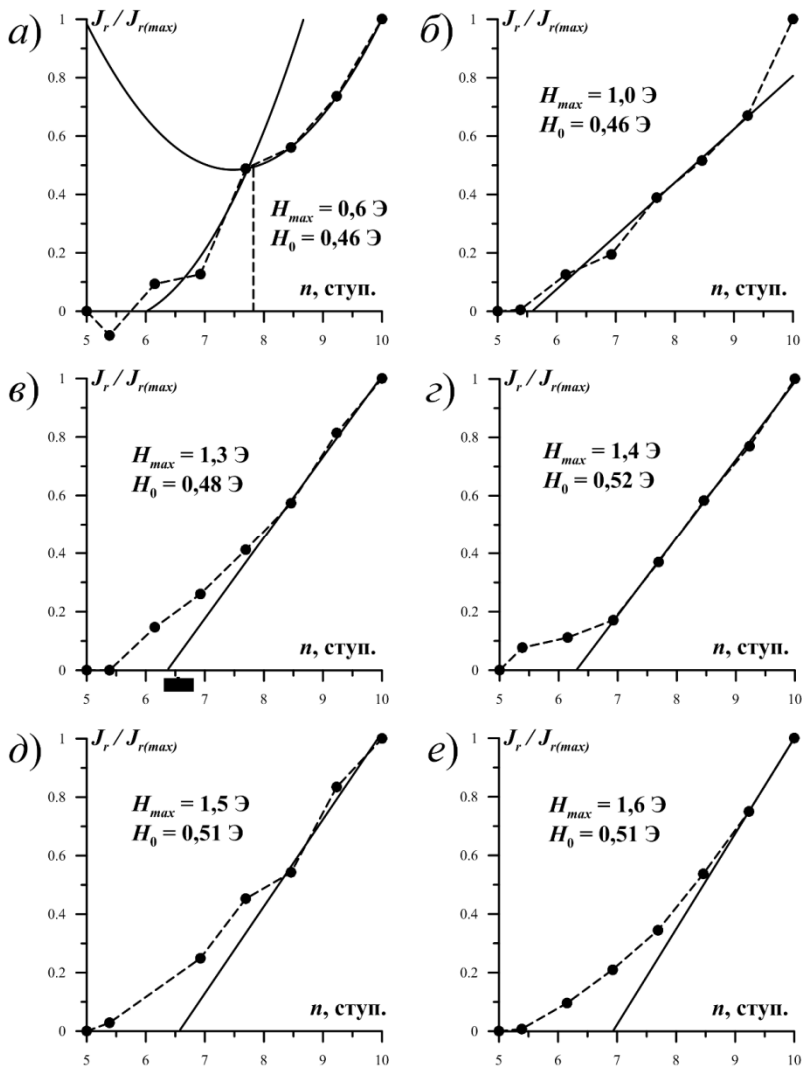


Рис. 3. Кривые СП на примере образца Кар-087 при различных H_{max} : а) 0,6 Э; б) 1,0 Э; в) 1,3 Э; г) 1,4 Э; д) 1,5 Э; е) 1,6 Э.

В большинстве случаев выделяются два пика, причем, один из них оказывается значительно выше другого. Естественное предположение, что более высокий пик с большей вероятностью указывает на истинное значение палеонапряженности, подкрепляется гистограммой для модельных образцов (рис. 4, в). Действуя по этому принципу, можно выделить предполагаемое значение палеонапряженности для естественных пород. На коллекции «Камчатка», однако, имеются два практически одинаковых пика, больший из которых указывает на значение $H_0' = 0,37$ Э. На известное же истинное значение

ние $H_0 = 0,5 \text{ Э}$ указывает меньший из пиков. Такое положение вещей можно объяснить тем, что для коллекции «Камчатка» в сумме было получено всего 9 кривых, и этого количества может быть просто недостаточно для статистического анализа.

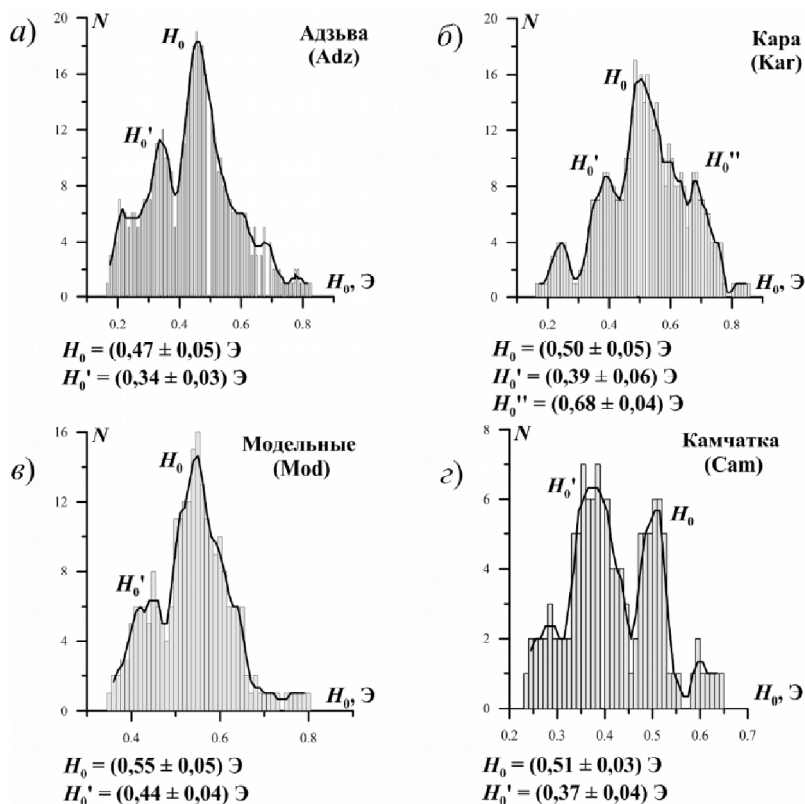


Рис. 4. Гистограммы оценки палеонапряженности для объектов различных коллекций: а) Адзва, 35 кривых СП; б) Кара, 31 кривая СП; в) Модельные, 15 кривых СП; з) Камчатка, 9 кривых СП.

Заметим также, что менее высокие пики всех гистограмм указывают на меньшую величину древнего поля, чем самые высокие. Представляется, что это может быть связано с какими-то особенностями областей диаграммы Нелея возле области неоднородности или даже с самим методом СП. Несколько выделяется из этого ряда коллекция «Кара», имеющая дополнительно третий пик, указывающий на более высокую палеонапряженность.

Краткие выводы из эксперимента

1. Выдвинутое в работе [2] условие выделения прямолинейного участка на кривой СП с обязательным захватом крайней правой точки оказывается сомнительным.

2. Рассмотрение кривых СП в различных полях H_{max} четко показало наличие области полей H_{max} , в которых кривая СП с прямолинейным участком выделяется наиболее четко. При этом интервал оказывается достаточно узким: для исследованных образцов его ширина оказывается порядка 0,2 Э (см., например, Рис. 4, в, з, д).

3. Гистограммы оценок палеонапряженности имеют вид, похожий на распределение Гаусса, позволяя получить погрешность определения палеонапряженности, используя совокупность снятых кривых СП.

1. Сапожников А.В., Дробкина Е.А., Попов В.В., Сергиенко Е.С., Смирнова Р.В. Использование безнагревных методов для определения палеонапряженности (на примере импактных пород Карской астроблемы) // «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород». Материалы семинара. Борок. 2011. С. 205-211.
2. Шашканов В.А., Металлова В.В. Безнагревные методы определения напряженности древнего геомагнитного поля // Л.: изд-во ЛГУ. 1982. 144 с.
3. Большаков А.С., Виноградов Ю.К., Мострюков А.О., Филин С.И. К вопросу о применении метода ступенчатого перемагничивания к термонамагниченным объектам // Исследования в области палеомагнетизма и магнетизма горных пород. 1989. С. 40-54.
4. Шашканов В.А., Федоров Д.В., Воронин Д.С. Изучение частотных зависимостей в проявлении перминвар-эффекта для горных пород // «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород». Материалы семинара. Борок. 2006. С 178-181.
5. Иосифиди А.Г., Металлова В.В., Ерофеев А.В. Экспериментальные доказательства применимости метода ступенчатого перемагничивания для определения палеонапряженности // Физика Земли. 1985. № 7. С. 60-70.

Новые магнитостратиграфические исследования разреза Вяткино (Приобское степное плато)

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

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

Введение Важную проблему для лёссово-почвенной последовательности юга Западной Сибири представляет граница хронов Матуяма – Брюнес, совпадающая с границей эоплейстоцена и неоплейстоцена. К длительно исследуемым разрезам на территории левобережья р. Оби выше и ниже по течению от села Вяткино относятся те, в которых были обнаружены местонахождения микротерофауны, находящиеся как в зоне прямой полярности (вяткинский комплекс), так и зоне обратной намагниченности (раздольинский комплекс) [1, 2, 4, 5]. Из отложений, содержащих микротерофауну, были получены термолюминесцентные даты и проведены палеомагнитные исследования [1, 2, 6, 9]. Однако это не привело к сопоставимости полученных результатов и не решило вопрос о положении границы Матуяма – Брюнес на участке Вяткино – Белово. Позднее с этой целью в перспективных разрезах левобережья реки Оби от с. Вяткино до с. Володарское были изучены и прослежены ископаемые почвы хрона Брюнес, которые практически все (кроме

почв шипуновского комплекса) присутствуют в опорном разрезе Белово [8]. В соответствии со стратиграфической схемой субэаральных отложений Западной Сибири [3, 7, 8], сопоставимой с изотопно-кислородной шкалой глубоководных отложений океана [3], эта граница приурочена по данным разных исследователей [1,2,6-10] к евсинскому педокомплексу, сопоставимому с 19 стадией изотопно-кислородной шкалы [3]. Евсинский педокомплекс состоит из двух почв, но иногда присутствует в виде одной (верхней или нижней), либо на его месте имеется граница перерыва в осадконакоплении. В стратотипе Вяткино педокомплекс отсутствует, но имеется четкая граница перерыва между подстилающими нижнюю беловскую почву тяжёлым суглинком и нижележащей лёгкой глиной.

Вниз по течению в 1,5 км от стратотипа нами был изучен разрез (N52°34,03'; E83°38,332'), в котором присутствует две ископаемые почвы евсинского комплекса, разделённые суглинком мощностью 1м. Выше, с учетом двух перерывов в осадконакоплении, залегает характерный чарышский педокомплекс. На уровнях перерывов видны остатки почв володарского и беловского комплексов в виде пятен, гумусированных языков – затёков, нор землероев.

С целью обнаружения и стратиграфической привязки границы Матуяма-Брюнес были проведены палеомагнитные исследования нижней части разреза, захватывающей обе ископаемые почвы евсинского педокомплекса. Предварительно проведённые исследования показали, что граница Брюнес-Матуяма проходит в суглинке, разделяющем верхнюю и нижнюю почвы евсинского комплекса [7, 10]. Ниже евсинского педокомплекса в 1,5 м от уреза воды собраны остатки микротериофауны. По определению В.С. Зажигина комплекс мелких млекопитающих можно рассматривать как позднюю стадию развития раздольинского комплекса, соответствующего эпизоду Харамильо [5]. Ниже излагаются результаты дальнейших детальных палеомагнитных исследований этого разреза.

Образцы отбирались пробоотборником, начиная с кровли верхней евсинской почвы до уреза воды с интервалом отбора 10см, по два образца с каждого уровня. Мощность участка отбора составила 14,4м. Всего было взято 294 кубика с ребром 2см по 2 кубика на каждом уровне. Частично результаты работ с данными по размагничиванию переменным полем были опубликованы в [10]. В настоящей работе результаты исследования дополнены данными по терморазмагничиванию образцов и представлены более подробно.

Методика работ Лабораторные исследования проводились по общепринятой методике. Магнитная чистка образцов велась методом ступенчатого терморазмагничивания на установке TD-48 (США) и переменным магнитным полем на установке LDA-3A (Чехия). Измерения естественной остаточной намагниченности (J_n) проводились на магнитометре JR-6A (Чехия), а магнитной восприимчивости (k) - с помощью системы MS2 (Bartington, Англия). При анализе полученных данных компоненты J_n устанавливались по ортогональным проекциям (диаграммам Зийдервельда). При определении зон пря-

мой и обратной полярности зона считалась значимой, если направление выделялось не менее чем по трем уровням.

Магнитные свойства и результаты размагничивания пород Магнитные свойства пород, слагающих разрез Вяткино, сведены в таблице, а изменение этих величин по разрезу показано на Рис. 1.

Таблица. Максимальные и минимальные значения величин естественной остаточной намагниченности (J_n) и магнитной восприимчивости (k) пород из слоев разреза Вяткино.

Название слоя	Мощность слоя (м)	$J_n (A/m) * 10^{-3}$		$k (ед. СИ) * 10^{-3}$	
		max	min	max	min
ev ₂	0-2,0	15,54	6,26	84,3	14,3
Lev ₂ -ev ₁	2,0-2,5	7,38	1,49	64,7	43,7
Al'ev ₁	2,5-3,0	4,26	2,38	64,4	53,7
ev ₁	3,0-3,5	3,69	0,49	64,3	52,4
tm	3,5-14,0	11,57	2,12	99,3	23,8

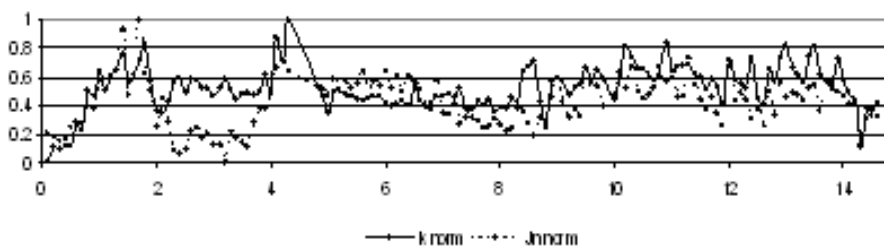


Рис. 1. Изменение магнитной восприимчивости (k) и естественной намагниченности (J_n) в зависимости от глубины разреза (данные нормированы от 0 до 1).

Для выделения компонент естественной остаточной намагниченности все образцы подверглись размагничиванию. Один образец с уровня чистился ступенчатым терморазмагничиванием, другой размагничивался переменным магнитным полем. На Рис. 2 представлены характерные примеры поведения вектора естественной остаточной намагниченности в ходе терромагнитной чистки.

Образцы верхней части области разреза взятой на палеомагнитные исследования имеют, как правило, одну компоненту с положительным направлением вектора J_n . В большинстве образцов нижней части разреза выделяется две компоненты J_n . Первая, низкотемпературная компонента выделяется в интервале температур 100-300°C и обусловлена, по-видимому, вязкой намагниченностью пород, связанной с воздействием современного магнитного поля в точке отбора и возможным лабораторным перемагничиванием во время транспортировки и хранения образцов. После разрушения этой компоненты J_n содержит, как правило, только одну высокотемпературную биполярную компоненту, которая предположительно синхронна процессу образования породы. На Рис. 3 показаны характерные примеры поведения вектора J_n в ходе размагничивания переменным полем.

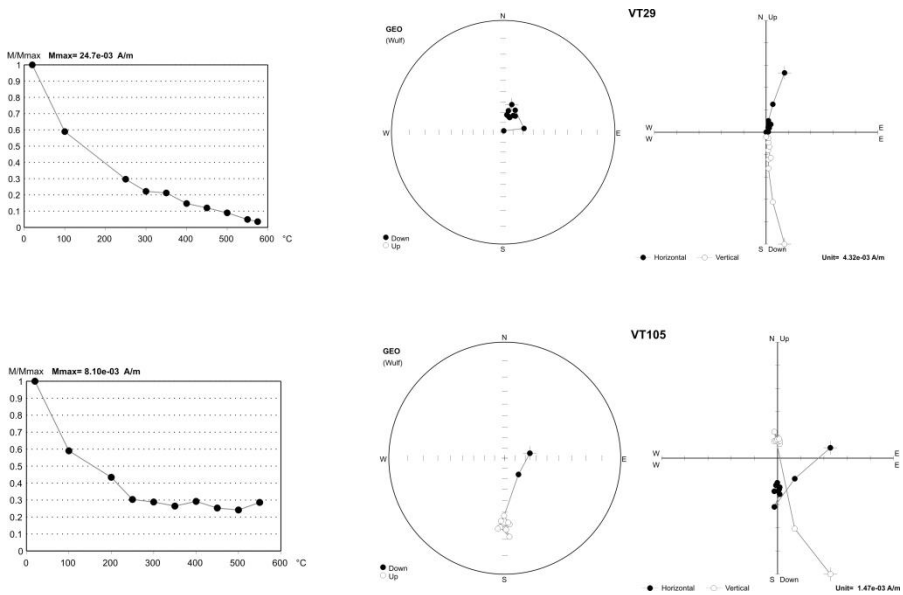


Рис. 2. Примеры терморазмагничивания образцов (приведены стереограммы, диаграммы Зейдервелда и графики изменения величины J_n).

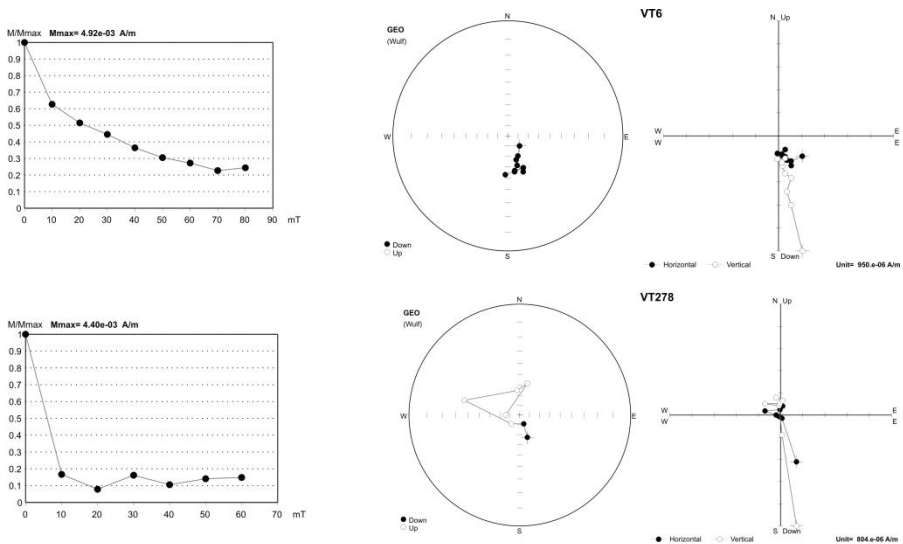


Рис. 3. Примеры размагничивания образцов переменным полем (приведены стереограммы, диаграммы Зейдервелда и графики изменения величины J_n).

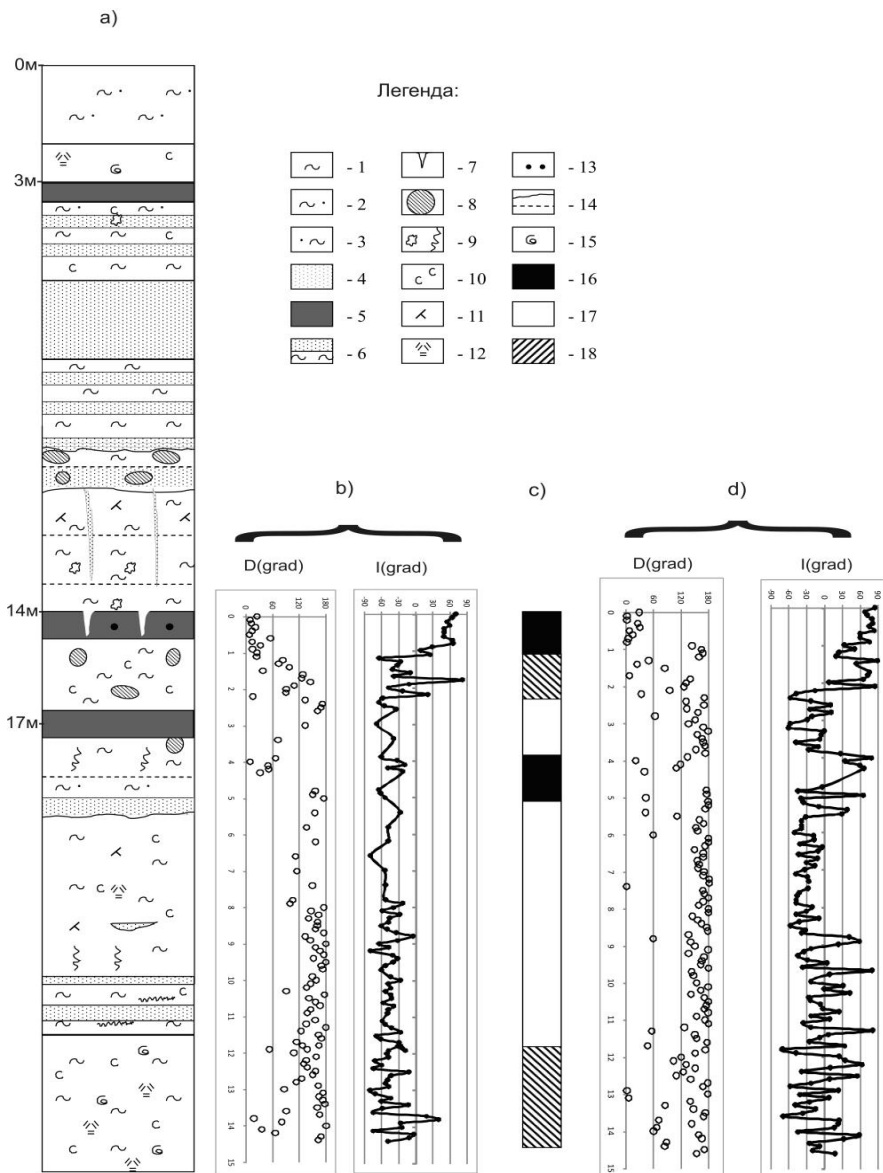


Рис. 4. а) – литологическая колонка: 1 – суглинок, 2 – суглинок опесчаненый, 3 – супесь, 4 – песок, 5 – почва, 6 – переслаивание песка и суглинка, 7 – трещины усыхания, 8 – норы землероев, 9 – ожелезнение, 10 – карбонаты, 11 – карбонатные конкреции, 12 – оглеение, 13 – железо-марганцевые конкреции, 14 – границы перерывов в осадконакоплении, 15 – моллюски; б) – склонение (D) и наклонение (I) магнитного поля по результатам размагничивания образцов переменным полем; в) – полярность: 16 – прямая, 17 – обратная, 18 – аномальная; д) – склонение (D) и наклонение (I) магнитного поля по результатам терморазмагничивания.

Изменение направления J_n после разрушения компоненты, обусловленной магнитной вязкостью пород по разрезу Вяткино и соответствующая этому изменению магнитная зональность приведены на Рис. 4.

Обсуждение результатов сходя из комплексного рассмотрения полученных результатов размагничивания можно заключить, что последняя палеомагнитная эпоха Брюнес в данном разрезе начинается в толще суглинка под второй евсинской почвой. Ниже идет аномальная зона, которую мы склонны интерпретировать как переходную. Она занимает большую часть лесса между почвами евсинского педокомплекса. Нижележащие слои, включая первую евсинскую почву, относятся к отрицательной магнитозоне – хрону Матуяма. Термомагнитная чистка позволила выделить небольшую положительную ортозону в верхах тальменского лесса, которая возможно является эпизодом Камикатсура (Зых). Аномальную зону у уреза воды скорее всего можно сопоставить с переходом к эпизоду Харамильо, т.к. найденная в синих глинах нижней части разреза микротириофауна по результатам исследований, проведенных В.С. Жажигиным [7,8] относится к поздней стадии развития Раздольинского комплекса и содержит представителей подрода *Microtus*, что соответствует эпизоду Харамильо.

Заключение Полученные палеомагнитные данные хорошо соответствуют стратиграфическому расчленению разреза, в котором граница хронов Брюнес-Матуяма проходит в суглинке между двумя почвами евсинского педокомплекса, соответствующего 19 изотопно-кислородной стадии. Ниже педокомплекса находится местонахождение мелких млекопитающих поздней стадии развития раздольинского комплекса, относимого к эпизоду Харамильо. Результаты палеомагнитных исследований этого разреза хорошо согласуются с данными, полученными из разреза Белово, где граница проходит в верхней евсинской почве и разреза Володарское, где она определена в суглинке над нижней почвой евсинского комплекса.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 10-05-00673-а.

1. *Архипов С.А., Круковер А.А., Шелкопляс В.Н.* Разрез с раннеплейстоценовой вяткинской фауной и флорой на юге Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. - Новосибирск: Наука, 1989. - С. 91-97.
2. *Архипов С.А., Зыкина В.С., Круковер А.А., Гнибиденко З.Н., Шелкопляс В.Н.* Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лессово-почвенных отложений Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. - 1997. - № 6. - С. 1027-1048.
3. *Добрецов Н.Л., Зыкин В.С., Зыкина В.С.* Структура лессово-почвенной последовательности плейстоцена Западной Сибири и её сопоставление с Байкальской и глобальными летописями изменения климата // ДАН. - 2003. - Т. 391. - № 6. - С. 821-824.
4. *Жажигин В.С.* Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. - М.: Наука, 1980. - 156 с.
5. *Жажигин В.С.* Комплексы мелких млекопитающих позднего плиоцена-раннего плейстоцена юга Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. - С. 218-220.

6. Зудин А.Н., Вотих М.Р., Галкина Л.И., Липагина В.Я. Стратиграфия плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато. – Новосибирск: Наука, 1977. - 98 с.
7. Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А., Савельева П.Ю., Сизикова А.О., Смолянинова Л.Г. Верхний кайнозой юга Западной Сибири: современное состояние стратиграфии и палеогеографии // Новости палеонтологии и стратиграфии. - 2011. – Вып. 16. Приложение к журналу «Геология и геофизика» - Т. 52. – С. 137-152
8. Зыкина В.С., Волков И.А., Семенов В.В. Реконструкция климата неоплейстоцена Западной Сибири по данным изучения опорного разреза Белово // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2000. - Вып. 2. - С. 229-249.
9. Поспелова Г.А., Зудин А.Н. О расчленении плиоцен-четвертичных отложений Приобского плато (по палеомагнитным данным) // Геология и геофизика, 1967. - № 6. - С. 11-20.
10. Чиркин К.А., Смолянинова Л.Г., Зыкин В.С., Зыкина В.С. О положении границы Брюнес-Матуяма в субэаральных отложениях юго-восточной части Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – С. 622-624.

Геодинамическая модель Киселевско-Маноминского террейна на основе палеомагнитных данных

Ступина А.И., Диденко А.Н.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск

Приводятся результаты палео- и петромагнитного исследований пород Киселевского блока Киселевско–Маноминского террейна, входящего в структуру Сихотэ-Алиньского складчатого пояса. Выделена древняя доскладчатая остаточная намагниченность, близкая по времени возрасту формирования пород (J3-K1). Подтверждена аллохтонная природа Киселевского блока. Впервые определена палеоширота ($18 \pm 5^\circ$ с.ш.), на которой формировались породы террейна. Разработана кинематическая модель Киселевско-Маноминского террейна.

На палеотектоническую реконструкцию восточной части Евразийского континента существуют несколько взглядов и поэтому, необходимо привлечение палеомагнитных данных для построения более точной тектонической модели. Один из ключевых элементов для расшифровки эволюции восточной окраины Евразийского континента является Киселевско-Маноминский террейн.

По Б.А. Натальину [3] Киселевско-Маноминский террейн структурно связан с Амурским комплексом. Формирование комплекса вызвано пододвиганием океанической плиты под Хингано-Охотскую активную континентальную окраину. Из чего следует, что образование Амурского комплекса происходило вблизи аккреционного клина в глубоководном желобе, т.е. вблизи края континента.

Позиция А.И. Ханчука с соавторами и И.П. Войновой с соавторами такова, что базальты и сопряженные с ними вулканокластические и осадочные

породы Киселевско-Маноминского террейна формировались во внутриплитной океанической обстановке, т.е. на значительном удалении от континента [1, 5-6].

Цель наших исследований заключалась в получении надежных палео- и петромагнитных данных для юрско-меловых пород Киселевского блока Киселевско-Маноминского террейна, определении палеошироты формирования пород данного блока, разработке геодинамической модели формирования блоков Киселевско-Маноминского террейна, подтверждении с помощью полученных данных одну из вышеизложенных гипотез.

Киселевско-Маноминский террейн (Рис. 1) — сложен юрскими и нижнемеловыми вулканогенно-осадочными толщами. Террейн прослеживается узкой полосой на лево- и правобережье вдоль р. Амур в северо-восточном направлении от устья р. Усури до побережья Сахалинского залива. Террейн разделен Центрально-Сихотэ-Алиньским левосторонним сдвигом на Киселевский блок, расположенный в Нижнем Амуре и Маноминский - в Центральном Сихотэ-Алине. С северо-запада к террейну прилегает Амурский комплекс, с юго-востока - с Журавлевским террейном [2-6].

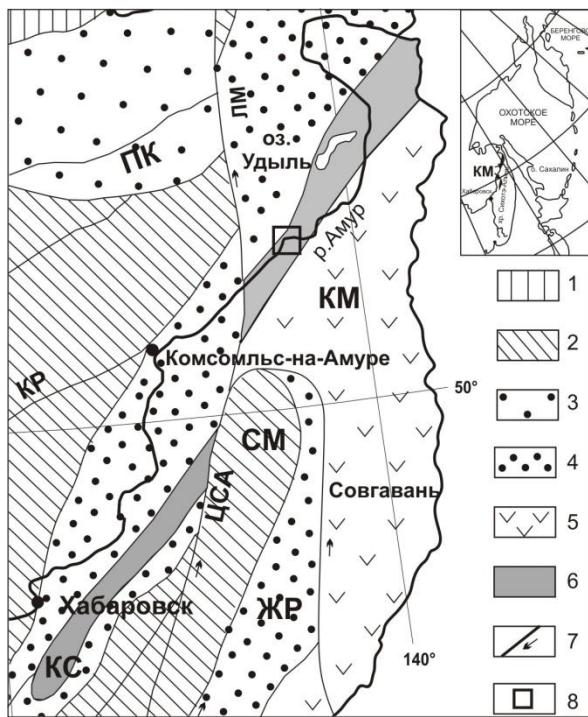


Рис. 1. Киселевско-Маноминский террейн и прилегающие территории по [6] с изменениями 1 – палеозойские террейны: ГЛ – Галамский; 2, 3 – юрские террейны: 2 – фрагменты аккреционных призм (СМ – Самаркинский; НБ – Наданихада-Бикинский, ХБ – Хабаровский, БД – Баджалский); 3 - приконтинентального турбидитового бассейна (УЛ – Ульяновский); 4-6 – раннемеловые террейны: 4 – приконтинентального синдвигового турбидитового бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский); 5 – барремальской островодужной системы (КМ – Кемский), 6 – альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 7 – левые сдвиг: КР – Курский, ЛМ –

Лимурчанский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алиньский; 8 – район работ.

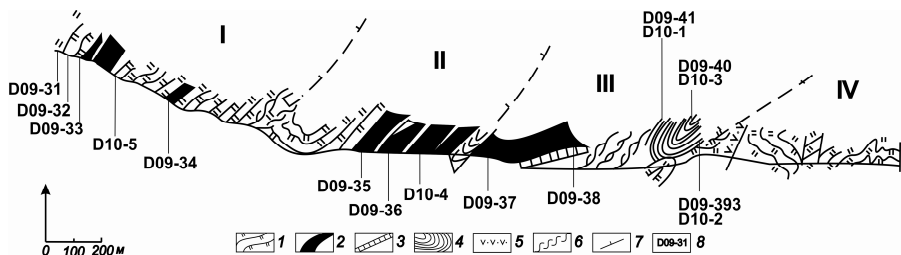


Рис. 2. Разрез Киселевско-Маноминского террейна в р-не с. Киселевка по [2] с изменениями и указанием мест отбора образцов пород
D09-31 – номера проб. Римскими цифрами обозначены номера пластин. 1 – кремни, 2 – базальты, 3 – известняки, 4 – кремнеобломочные турбидиты, 5 – туфы, 6 – зоны разлинзования и рассланцевания пород, 7 – тектонические границы пластин.

Изучен пакет тектонических пластин в районе с. Киселевка (Рис. 2), сформированный ленточными и массивными кремнями с телами базальтовых силлов и потоков. Пластины разделяются областями срывов, интенсивно разлинзованных и рассланцеванных кремней. Объем вулканитов в пластинах различен: первая - включает небольшое количество вулканитов, преобладают вмещающие породы; вторая – выполнена, в основном, потоками базальтов с редкими прослоями кремнистых пород; третья – полностью выполнена вулканитами; четвертая – выполнена, в основном, кремневыми породами, базальты редки [2].

Для палеомагнитного изучения в 2009 и 2010 гг. из обнажений Киселевского блока, находящегося на левобережье нижнего течения р. Амур, юго-западнее с. Киселевка (51.40° с.ш., 138.95° в.д.), нами была отобрана коллекция ориентированных образцов из 16 обнажений (178 обр.) базальтов, туфов, алевролитов, кремней и конгломератов.

Термомагнитный анализ базальтов и алевролитов показал, что магнитная фракция базальтов представлена магнетитом ($T_c = 575^\circ\text{C}$) и титаномагнетитом ($T_c = 445^\circ\text{C}$), а алевролитов — в основном гематитом ($T_c = 670\text{--}680^\circ\text{C}$), и в ряде случаев в них присутствуют магнетит ($T_c = 575^\circ\text{C}$) и титаномагнетит ($T_c = 445^\circ\text{C}$).

Величина естественной остаточной намагниченности (NRM) изученных образцов варьируется в широких пределах — от $1.26\text{E-}03$ А/м до $5.83\text{E+}0$ А/м, а начальная магнитная восприимчивость (k) имеет значения от 22.93 мкед. СИ до 0.1245 ед СИ. Распределение NRM явно бимодальное: в первой группе диапазон измеренных значений NRM составляет от $1.26\text{E-}03$ до $2.10\text{E-}02$ А/м, во второй группе – от $2.12\text{E-}02$ до $5.83\text{E+}00$ А/м. Слабомагнитную группу выполняют образцы в основном вулканокластических пород; вторую группу – образцы базальтов и андезибазальтов. Аналогичное поведение отмечается и для величины начальной магнитной восприимчивости измеренных образцов. Слабомагнитная группа по NRM имеет значения начальной магнитной восприимчивости от $2.21\text{E-}04$ до $1.03\text{E-}03$ ед. СИ, более магнитная группа – от $3.07\text{E-}04$ до $1.29\text{E-}02$ ед. СИ.

Отношение Кенигсбергера (Q_n) варьируется от 0.12 до 11.0, при этом распределение логнормальное. У значительной части изученных образцов эта величина более единицы. В нее попадают образцы, как слабомагнитной группы, так и более магнитной группы. На зависимости $NRM(k)$ можно видеть, что корреляции между этими двумя величинами нет. На основании чего можно заключить, что породы Киселевско-Маноминского террейна сильных стрессовых деформаций не испытали, за исключением образцов из приконтактных тектонических зон.

Коэффициент анизотропии (A_k) имеет размах от первых процентов до 8%, его распределение также близко к логнормальному с модовым значением от 1 до 2%. В распределении зависимости A_k от величины начальной магнитной восприимчивости выделяются две группы: первую группу слагают вулканокластические породы; вторую группу – образцы базальтов и андезибазальтов. Анализ по изучению анизотропных свойств веществ не выявил предпочтения линейного или плоскостного типа анизотропии. На диаграмме Д. Флинна, фигуративные точки образцов занимают площадь в районе линии, разделяющей области линейного и плоскостного типа анизотропии. Об этом же свидетельствует коэффициент E_k , распределение которого имеет нормальный вид с модальным значением, немного смещенным вправо от единицы ($E_{кр} = 1.004$).

В результате ступенчатой температурной чистки 20% образцов палеомагнитной коллекции оказались в связи с нестабильным поведением NRM , выражавшегося необъяснимыми выбросами направлений NRM . Остальная часть коллекции образцов показала удовлетворительную палеомагнитную стабильность.

Анализ выделенных компонент NRM всех изученных образцов Киселевско-Маноминского террейна показал наличие двух статистически значимых компонент: низко-среднетемпературная с направлением $Dec = 351.7^\circ$, $Inc = 58.5^\circ$, которая разрушается температурой до $350^\circ C$. Направление этой компоненты близко к направлению современного геомагнитного поля в районе работ ($Dec = 347.7^\circ$, $Inc = 58.5^\circ$); высокотемпературная компонента, которая выделяется при температуре $590 \div 620^\circ C$.

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 $Dec = 286.4^\circ$, $Inc = -2.1^\circ$, $k = 6.3$. При переводе в древнюю систему координат это направление составляет $Dec = 275.8^\circ$, $Inc = -33.8^\circ$, $k = 33.0$. Как мы видим, увеличение кучности составляет более, чем в 5 раз (Рис. 6).

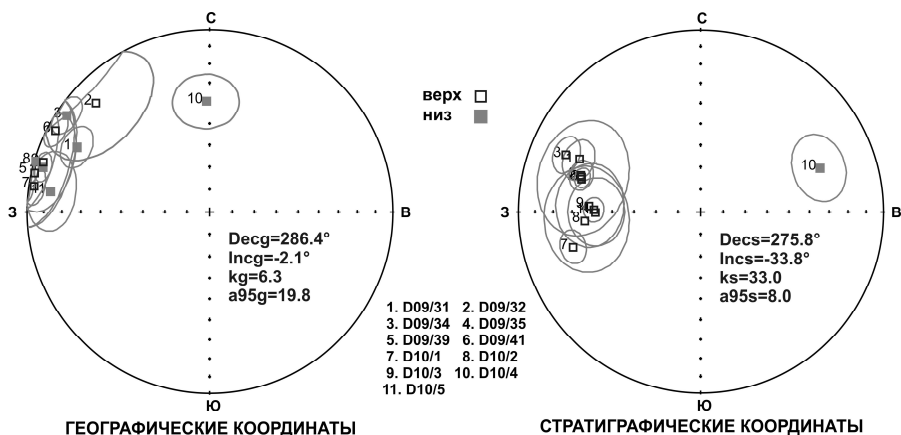


Рис. 6. Распределение высокотемпературной компоненты NRM на стереограмме. Залитые знаки – проекция на горизонтальную плоскость, полые – на вертикальную. Координаты полюса составляют: Plat=18.6°, Plong=222.4°, dp=5.2, dm=9.1°, B95=6.9° Paleolatitude=18.5° (13 - 24°).

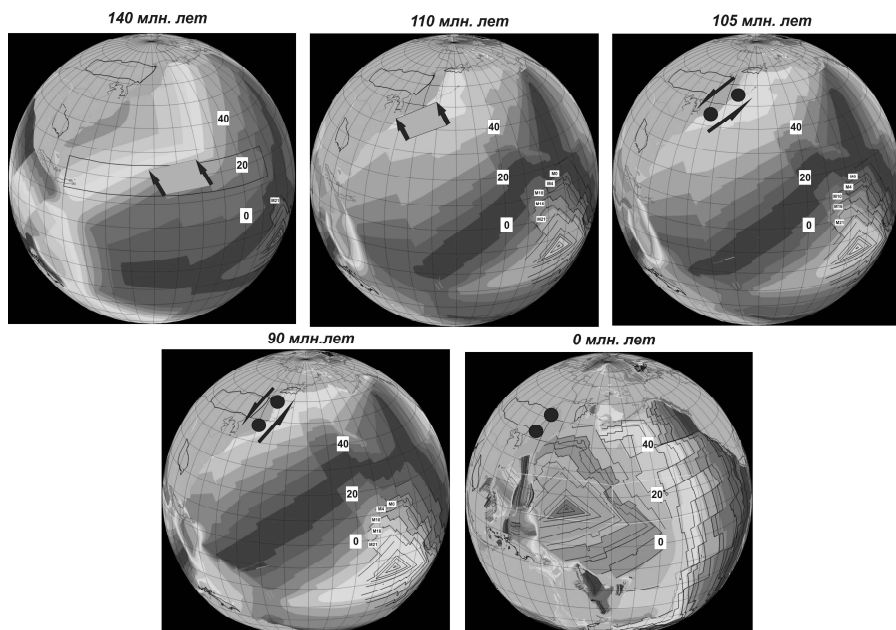


Рис. 7. Кинематическая модель движения блоков Киселевско-Маноминского террейна с момента его формирования до аккреции с континентальной окраиной.

На рубеже 140 млн. лет назад (рис. 7) плита Изагаги продолжала свое движение в северо-западном направлении. Именно в это время на ней произошло формирование пород Киселевско-Маноминского. Возможное их по-

ложение показано заштрихованным прямоугольником. В интервале 140 – 110 млн. лет назад (рис.7) участок плиты Изагаги, на котором располагались породы Киселевско-Маноминского террейна, изменил направление движения с северо-западного на северо-восточное. Данный участок плиты находился на 13-24° с.ш. На рубеже 110-105 млн. лет назад (рис. 7) блоки Киселевско-Маноминского террейна почти достигли края континента, и в дальнейшем движение террейна характеризовалось как левосторонний сдвиг вдоль континентальной окраины примерно до 90 млн. лет назад (рис.7) – во время, когда они полностью аккретировались [6,7].

Выводы В результате палеомагнитных исследований установлено: на основе анализа петромагнитных и палеомагнитных характеристик выделена древняя доскладчатая остаточная намагниченность, близкая по времени возрасту формирования пород (J_3 - K_1); подтверждена аллохтонная природа Киселевского блока; впервые определена палеоширота ($18 \pm 5^\circ$ с.ш.), на которой формировались породы террейна; разработана кинематическая модель, согласно которой Киселевский блок, начиная с 140 млн. лет назад перемещался на плите Изагаги в северо-восточном направлении со средней скоростью 16-17 см/год до причленения к Северо-Азиатскому палеоконтиненту на рубеже 110-105 млн. лет назад ($45 \pm 5^\circ$ с.ш.), далее блок в режиме левостороннего сдвига был транслирован вдоль континентальной окраины на север. Полностью блок был аккретирован к Северо-Азиатскому палеоконтиненту на рубеже 90 млн. лет назад на палеошироте $55 \pm 5^\circ$ с.ш.

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. *Зябрев С.В.* Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология, 1994. Т. 13. № 6. С. 74-82.
3. *Натальин Б.А.* Мезозойская аккреционная и коллизонная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3-23.
4. *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7-41.
5. *Ханчук А.И.* Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. 276 с.
6. *Ханчук А.И., Голозубов В.В., Горячев Н.А., Родионов С.М.* Геодинамические реконструкции и металлогения Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 880-898.
7. *R. Dietmar Müller, Maria Sdrolias, Carmen Gaina, Bernhard Steinberger and Christian Heine.* Long-Term Sea-Level Fluctuations Driven by Ocean Basin Dynamics. Science 7 March 2008: Vol. 319 no. 5868 pp. 1357-1362. DOI: 10.1126/science.1151540

Магнитная стратиграфия и корреляция пермо-триасовых траппов Маймеча-Котуйского и Норильского районов Сибирской платформы

Фетисова А.М.¹, Веселовский Р.В.^{1,2}, Латышев А.В.^{1,2}, Павлов В.Э.²

¹Геологический факультет МГУ, Москва

²Институт физики Земли РАН, Москва

Несмотря на многочисленные исследования, вопрос о корреляции эффузивных толщ Норильского и Маймеча-Котуйского районов Сибирской трапповой провинции остаётся открытым. Его решение имеет большое значение не только для региональной геологии, но и для оценки продолжительности формирования мощных трапповых разрезов этих районов, что необходимо для проверки гипотезы о связи крупнейшего в истории Земли массового вымирания в конце пермского периода с извержением пермо-триасовых траппов Сибирской платформы [1].

Существующая схема корреляции эффузивных траппов Норильского и Маймеча-Котуйского районов базируется на комплексе геохимических, геохронологических, палеонтологических и палеомагнитных данных [2] (Рис.1). Однако качество и надёжность имеющихся палеомагнитных данных существенно различается. Так, по траппам Норильского района недавно были выполнены магнитостратиграфические исследования, результаты которых в полной мере отвечают современным требованиям надёжности и качества [3,4]. В то же время, основу магнитостратиграфической схемы эффузивных траппов Маймеча-Котуйского района составляют данные, полученные более четверти века назад [5,6], требующие подтверждения путём проведения палеомагнитных исследований на современном методическом и аппаратурном уровне.

Объектом исследования служили три свиты, лежащие в основании Маймеча-Котуйского траппового разреза: хардахская, арыджангская и онкучакская (нижняя часть коготокской серии). Хардахская свита представлена потоками щелочных базальтоидов и пачкой туфолов щёлочно-ультраосновного состава. Арыджангская свита залегает гипсометрически выше пород хардахской свиты, но контакт этих свит обнаружен не был. Арыджангская свита представлена потоками пикритов, мелилитовых меланефелинитов и меланефелинитов [7], мощность потоков 3-8 м. Онкучакская свита в бассейне р.Котуй представляет нижнюю часть коготокской серии и сложена, почти исключительно, потоками толеитовых базальтов с редкими прослоями туфов основного состава.

Общий объём палеомагнитных коллекций траппов долины р.Котуй составил более чем 1200 ориентированных образцов. Из каждого потока отбиралось от 8 до 20 образцов (штуфов). Все образцы были подвергнуты детальной температурной магнитной чистке, которая в большинстве случаев выполнялась до 560-580°C. Число шагов чистки составляло не менее 10-12.

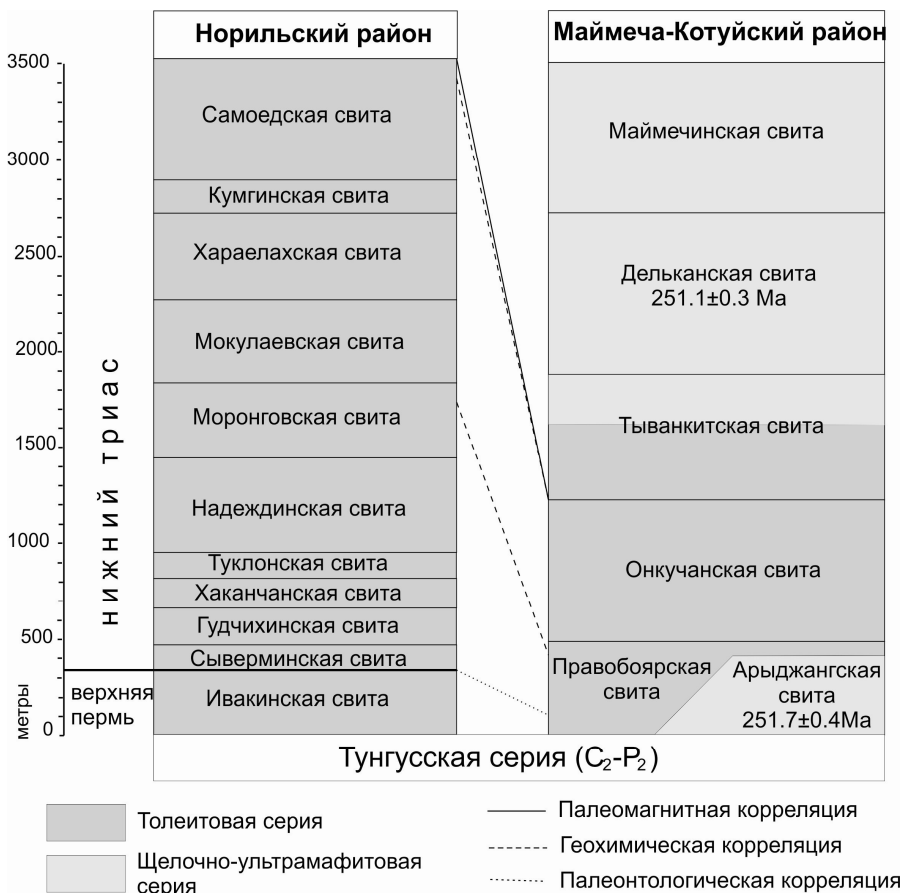


Рис. 1. Схема корреляции по С.Камо [2].

В составе естественной остаточной намагниченности (ЕОН) пород хардахской свиты выделяется несколько компонент намагниченности. Самая низкотемпературная из них присутствует практически во всех образцах и разрушается в интервале температур 125-230°C. Её среднее направление близко к направлению современного поля в районе исследований, что позволяет предполагать современный возраст и вязкую природу этой компоненты.

По результатам компонентного анализа почти все образцы из лавовых потоков могут быть разделены на 2 группы. К первой из них относятся те образцы, где помимо низкотемпературной современной компоненты присутствует также высокотемпературная компонента намагниченности, разрушающаяся в диапазоне температур 280-550°C и имеющая обратную полярность. Ко второй группе относятся образцы, содержащие помимо низкотемпературной современной компоненты только характеристическую компоненту, выделяющуюся в температурном интервале 280-420°C и имеющую прямую полярность.

Во всех образцах из туфолововой пачки, включая матрикс и обломки магматических пород, помимо современной низкотемпературной (20-250°C) компоненты, выделяется высокотемпературная компонента намагниченности (560-620°C) имеющая обратную полярность.

В составе ЕОН образцов дайки, прорывающей лавовый поток и туфолововую пачку, выделяется низкотемпературная (125-230°C) современная компонента намагниченности, а также высокотемпературная (280-530°C) характеристическая компонента прямой полярности.

Поскольку входящая в состав ЕОН образцов из лавовых потоков компонента прямой полярности выделяется в более низкотемпературном диапазоне блокирующих температур, чем компонента обратной полярности (т.е. является менее стабильной), мы предполагаем её вторичную природу. Вероятно, она возникла в результате полного (в ряде случаев – частичного) перемагничивания вулканитов хардахской свиты в арыджангское(?) время. На данном этапе исследований мы не можем также исключить возможность образования среднетемпературной компоненты в результате самообращения намагниченности. Заметим, однако, что эта интерпретация не меняет сколько-нибудь существенно общей магнитной стратиграфии котуйского разреза.

Разная полярность характеристической компоненты намагниченности дайки и вмещающих её туфолов может свидетельствовать в пользу первичности выделенных высокотемпературных компонент намагниченности нижней и средней частей разреза. Во всяком случае, это определённо указывает на то, что после внедрения дайки рассматриваемая толща не испытывала полного перемагничивания. Таким образом, имеются основания предполагать, что вся толща изученных вулканогенных пород хардахской свиты образовалась в эпоху обратной полярности.

В 31 исследованном потоке щелочных и ультраосновных лав арыджангской свиты качество палеомагнитной записи можно оценить как посредственное. Все потоки арыджангской свиты намагничены в прямой полярности. В большинстве изученных образцов в составе вектора ЕОН присутствуют две компоненты намагниченности: низкотемпературная (20-240°C), направление которой близко к направлению современного магнитного поля, и высокотемпературная, разрушающаяся при температурах 550-600°C. В средней части арыджангской свиты, из линзы конгломератов были отобраны гальки магматических пород. Направления векторов характеристической компоненты, выделенных в изученных гальках (N=19), распределены практически хаотично с кучностью (K) равной 1.2, что составляет положительный тест конгломератов и указывает на первичный возраст наиболее стабильной компоненты намагниченности образцов арыджангской свиты.

Большинство образцов онкучакской свиты несёт отличный палеомагнитный сигнал. ЕОН образцов из трёх нижних потоков является суммой двух или трёх компонент намагниченности. Низкотемпературная (20-180°C) современная компонента намагниченности имеет, вероятно, вязкую природу. В значительном количестве образцов уверенно выделяется среднетемпературная (125-400°C) компонента намагниченности обратной полярности, а высо-

котемпературная компонента намагниченности прямой полярности, присутствующая практически во всех образцах, разрушается в интервале 350-545°C.

Выше по разрезу залегает пачка туфов мощностью около 30 м, характеризующихся очень шумным, неинтерпретируемым палеомагнитным сигналом. В составе ЕОН образцов потока базальтов, перекрывающего туфовую пачку, уверенно выделяются низкотемпературная (20-125°C) и высокотемпературная (180-570°C) компоненты намагниченности; последняя – обратной полярности.

В следующих вверх по разрезу пяти потоках палеомагнитный сигнал шумный и проведение компонентного анализа не представляется возможным. ЕОН образцов из оставшихся 35 верхних потоков является, в подавляющем большинстве случаев, суммой двух компонент намагниченности: низкотемпературной (20-240°C) современной и высокотемпературной (300-600°C) характеристической обратной полярности.

Аргументами в пользу первичности выделенных характеристических компонент намагниченности в изученных свитах являются:

1. Рассчитанные (исходя из средних направлений выделенных компонент намагниченности) виртуальные геомагнитные полюсы (VGP) каждой свиты лежат в непосредственной близости от среднего пермо-триасового (траппового) палеомагнитного полюса Сибирской платформы и отличаются от более молодых полюсов.

2. Наличие в разрезах стабильных компонент прямой и обратной полярности с почти антиподальными средними направлениями. Отрицательный результат теста обращения ($\gamma/\gamma_c = 8.5^\circ/3.5^\circ$) мы связываем с недостаточным осреднением вековых вариаций геомагнитного поля в разрезе [8].

3. Положительный результат теста конгломератов, выполненного для слоя туфоконгломератов в центральной части разреза арыджангской свиты.

4. Существование в разрезе дирекционных групп палеомагнитных направлений, статистически значимо отличающихся друг от друга [8].

Таким образом, имеются серьезные основания полагать, что намагниченность изученных пород первична и отражает геомагнитное поле времени их формирования.

Магнитостратиграфическая схема района долины р. Котуй состоит из трех зон магнитной полярности. Зона обратной полярности, включающая в себя породы хардахской свиты, сменяется зоной прямой полярности – арыджангская и низы онкучакской свиты, и венчает разрез зона обратной полярности – верхняя часть онкучакской свиты. Магнитостратиграфическая схема норильского разреза состоит из двух зон магнитной полярности – зона обратной полярности, включающая в себя большую часть ивакинской свиты, сменяется зоной прямой полярности, куда входят все вышележащие свиты.

зона обратной полярности котуйского разреза должна быть древнее или одновозрастна зоне обратной полярности ивакинской свиты норильского района. Согласно геохронологическим данным такое надстраивание разрезов возможно; в этом случае между формированием маймеча-котуйского и норильского разрезов могло пройти не более 500 тыс. лет, если принять (опять же в рамках доверительного интервала определения) возраст моронговской свиты 250.9 млн. лет, а возраст дельканской свиты, соответствующей зоне обратной полярности маймеча-котуйского разреза, 251.4 млн. лет [2]. Но ивакинская свита норильского разреза, по определениям флоры и наличию пелеципод (двустворчатые моллюски), относится к верхней перми [12]. Следовательно, весь котуйский разрез должен быть не моложе верхней перми, что, однако, противоречит находкам раннетриасовых филлопод (листоногие ракообразные) в арыджангской свите [9], а также приведенной выше датировке пермо-триасовой границы.

Вариант 3: периоды формирования норильского и маймеча-котуйского разрезов частично перекрываются (Рис. 2, в-е).

Прежде всего отметим, что имеющиеся магнитостратиграфические данные не допускают полного временного перекрытия этих разрезов. Это следует, в первую очередь, из того, что в норильском разрезе записаны две, а в маймеча-котуйском – по крайней мере, три зоны магнитной полярности. Более того, в трапповых разрезах Норильского района выделяется достаточно мощный инверсионно-экскурсионный интервал между устойчивыми зонами обратной и прямой полярности, отвечающий периоду инверсии геомагнитного поля [3,4].

Результаты проведённых нами исследований не обнаруживают наличие такого переходного интервала в котуйском разрезе. Это определённо указывает на то, что полные временные аналоги верхов ивакинской, сыверминской, гудчихинской, хаканчанской, туклонской и значительной части надежинской свит в котуйском разрезе отсутствуют, либо редуцированы до мало-мощного интервала, отвечающего плохо обнажённому и, поэтому, неизученному переходу между хардахской и арыджангской свитами. Это означает, что в то время как в Норильском районе происходили интенсивные извержения, приведшие к формированию большей части нижних свит трапповой толщи, в Маймеча-Котуйском районе не было сколько-нибудь существенных проявлений вулканической активности.

На настоящий момент нет никаких данных, которые бы прямо противоречили одновозрастности хардахской и ивакинской свит – обе они намагничены в обратной полярности и содержат позднепермскую фауну. Поэтому, в качестве рабочего варианта, мы предлагаем прямое возрастное сопоставление этих стратиграфических подразделений.

Следует также обратить внимание на то, что отсутствие переходного интервала в нижней части прямонамагнитной толщи котуйского разреза свидетельствует в пользу существования в её основании перерыва неизвестной длительности (но большей, чем время, необходимое для геомагнитной инверсии оцениваемой ~10000 лет). За этим следует, что прямонамагнитный

интервал котуйского разреза естественно сопоставить с прямонамагнитными породами норильского региона. Однако, с учетом наличия переходного интервала в норильском разрезе и его отсутствия в котуйском разрезе, мы должны сопоставлять арыджангскую и нижнюю часть онкучакской свиты с верхней частью норильского разреза, начиная с середины-верхов надеждинской свиты.

Сравнение виртуальных геомагнитных полюсов прямонамагнитных лавовых свит котуйского (арыджангская и нижняя часть онкучакской свиты) и норильского разрезов показывает, что из всех норильских свит только полюсы моронговской и мокулаевской свит значительно не отличаются от котуйского полюса ($\gamma/\gamma_c = 6.3^\circ/10.7^\circ$ и $6.4^\circ/11.1^\circ$ соответственно). Это позволяет предложить вариант корреляции котуйского интервала прямой полярности с моронговско-мокулаевским уровнем норильского разреза (Рис. 2, е).

Рассмотренные выше три варианта не исчерпывают всех модификаций схемы корреляции траппов Норильского и Маймеча-Котуйского районов. Еще один из возможных вариантов возрастного сопоставления норильского и котуйского разреза состоит в том, что с учетом существования «перерыва» неизвестной длительности в низах котуйского разреза, весь разрез, исключая хардахскую свиту, может быть моложе норильского (Рис. 2, д). Эта схема также не противоречит полученной на настоящий момент геохронологической, палеонтологической и магнитостратиграфической информации. Единственный аргумент, который мы могли бы привести против такого варианта корреляции, состоит в уже обсуждавшейся выше близости арыджанских и моронговско-мокулаевских полюсов.

Исследования проведены при поддержке грантов РФФИ №12-05-31149 и 12-05-00403-а, а также проекта NSF “The Siberian flood basalts and the end-Permian Extinction” (EAR-0807585).

1. Courtillot V.E., Renne P.R. On the ages of flood basalt events // C. R. Geoscience. 2003. V. 335. P. 113-140.
2. 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.
3. Heunemann C., Krasa D., Soffel H., Gurevitch E., Bachtadse V. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 218. P. 197-213.
4. Gurevitch E.L., Heunemann C., Rad'ko V., Westphal M., Bachtadse V., Pozzi J.P., Feinberg H. Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian-Triassic northwest central Siberian Trap Basalts // Tectonophysics. 2004. V. 379. P. 211-226.
5. Сидорас С.Д. Магнетизм вулканогенных образований Тунгусской синеклизы и его значение при геологических исследованиях. Диссертация ... канд. геол.-мин. Наук. Ленинград, 1984. 206 с.
6. Гусев Б.В., Металлова В.В., Файнберг Ф.С. Магнетизм пород трапповой формации западной части Сибирской платформы. Л.: Недра, 1967. 129 с.
7. Fedorenko V., Czamanske G., Zen'ko T., Budahn J., Siems D. Field and geochemical studies of the melilite-bearing Arydzhangsky Suite, and an overall perspective on the Si-

- berian alkaline-ultramafic flood-volcanic rocks // *Int. Geol. Rev.* 2000. V. 42 (9). P. 769-804.
8. Павлов В.Э., Флуто Ф., Веселовский Р.В., Фетисова А.М., Латышев А.В. Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинций // *Физика Земли.* 2011. №5. С. 35-50.
 9. Иванов А.И., Пирожников Л.П. Возраст щелочно-ультраосновных вулканогенных образований севера Сибирской платформы. Докл. АН СССР, 1959, т.127, № 5, с.1078-1080
 10. Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Naldrett A.J. et al. Petrogenesis of the flood-basalt sequence at Noril'sk, North Central Siberia // *Inter.Geol.Rev.* 1996. V. 38. P. 99-135.
 11. Metcalfe I., Isozaki Y. Current perspectives on the Permian-Triassic boundary and end-Permian mass extinction: Preface // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2009. V. 36. P. 407-412.
 12. *Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:1000000 (новая серия).* Лист R-(45)-47-Норильск. Спб., Изд-во: ВСЕГЕИ, 2000. 479 с.

Земля в венде – попытка синтеза мировых палеомагнитных данных для интервала 540-580 млн. лет назад

Храмов А. Н., Иосифиди А.Г.

ВНИГРИ, Санкт-Петербург

Поздневендское (эдиакарское) время (580-542 млн. лет назад) – время экстремального значения для истории Земли: это время кардинальных изменений в литосфере, климате и палеогеографии [1, 4], обусловленных глобальным рифтингом и орогенной активностью сопровождающих финальную стадию распада суперконтинента Родиния, раскрытием новых океанов и образованием суперконтинента Гондвана [5, 9]. Все эти изменения произошли за сравнительно короткий интервал геологического времени, что вызвало у геологов различные спекуляции относительно причин и связей между упомянутыми изменениями. Как показали расчеты в рамках существующих моделей, конвекция в верхней мантии не может двигать большие плиты со скоростями, превышающими 25 см в год [8], которые, однако, недостаточны чтобы предполагать быстрый континентальный дрейф в позднем венде. Альтернативой было бы принять гипотезу об эпизоде «кувырка» Земли по модели «инерциальной истинной миграции полюса» (ИТРП) [7]. Ряд геодинамических реконструкций и гипотез, основанных главным образом на палеомагнитных данных, был представлен и обсужден в течение последних 10 лет [9, 8]. Имевшиеся тогда сводки палеомагнитных данных для Балтики, Лаврентии и Гондваны показывали, что ни одна траектория кажущейся миграции полюсов не достигает 90° –длины, необходимой для ИТРП-модели и что движения плит возможно несинхронны [8] при этом оценки возрастов явлений должны быть смещены с предполагаемого интервала 550-525 млн. лет в более древний. В середине прошлого десятилетия массив палеомагнитных данных [11] позволил провести палеомагнитную реконструкцию для перехода венд-

кембрий и предложить, на основе длинных сегментов траекторий миграций полюсов, модель эдиакарской «истинной миграции полюса», давшей эдиакарскую палеогеографию подобной той, которая характерна для границы венд-кембрий [8]. Однако, даже на современном уровне исследований, все еще остается много вопросов, возникающих из-за недостатка данных для Балтики и Сибири, неопределенности в выборе полярности и слабого контроля за возрастом намагниченности во многих палеомагнитных определениях. В течение последних 5-10 лет получен [12,10,6,3] ряд палеомагнитных данных для Балтики и Сибири. Эти результаты, опирающиеся на современную технику исследований, прошли через общепринятые критерии достоверности ($Q \geq 5$, $DemCode \geq 3$), это послужило поводом вновь попытаться провести палеогеографическую реконструкцию для венда и оценить применимость разных моделей дрейфа литосферных плит в то время. Однако, и при таком отборе результаты даже недавних, проведенных на современном техническом и методическом уровне палеомагнитных исследований верхневендских и нижнекембрийских образований остаются противоречивыми [3,8,2]. Этими и другими авторами рассматривались три возможные причины больших различий координат палеомагнитных полюсов в разных определениях (а иногда и внутри них): 1) скорости дрейфа плиты были настолько высокими, что временную последовательность полюсов установить не удастся, тем более, что «несогласующиеся» данные в большинстве случаев получаются по результатам «точечных» определений по отдельным интрузиям; 2) геомагнитное поле в то время сильно и неоднократно изменялось – от поля центрального осевого диполя до поля экваториального диполя; 3) изотопный, стратиграфический и магнитный возрасты пород различны. Кроме того, для некоторых прежних результатов были получены свидетельства фанерозойского перемагничивания; эти результаты исключены в нашем анализе. В итоге оказалось от 10 до 15 палеомагнитных полюсов для Балтики, Сибири и Лаврентии, более или менее равномерно распределенных в интервале 580-540 млн. лет для каждой из этих плит. Мы использовали также результаты того же возраста для Арморики и западной Африки [9]. Анализ этих результатов показал, что длины APW для каждой из этих тектонических единиц составляют от 70° до 90° и их формы близки к дугам большого круга (Рис. 1). Средняя скорость движения по этим дугам составила 25 см в год, критичной для конвекции в верхней мантии, но слишком низкой для механизма «общего кувырка Земли» (ШТРВ). Следовательно, наилучшим выходом оказалось принять гипотезу истинной миграции полюса (ТРВ) и предположить более «мягкие» условия в мантии в эдиакарское время по сравнению с фанерозойскими. Подобие форм и длин APW-треков для главных континентальных плит позволяет получать реконструкции для любого времени в пределах 580-540 млн. лет, которые различаются лишь положением полюса при стабильном взаимном расположении плит. Таким образом, появляется картина согласованного дрейфа континентальных плит, соответствующая гипотезе ТРВ вместо гипотетического суперконтинента Паннотия. Как видно из Рис. 1, отобранные по указанным выше критериям палеомагнитные полюсы по поздневендским отложениям

Балтики, Лаврентии, Сибири и Арморики в интервале 580-540 млн. лет образуют неширокую полосу, расположенную в северных тропических широтах.

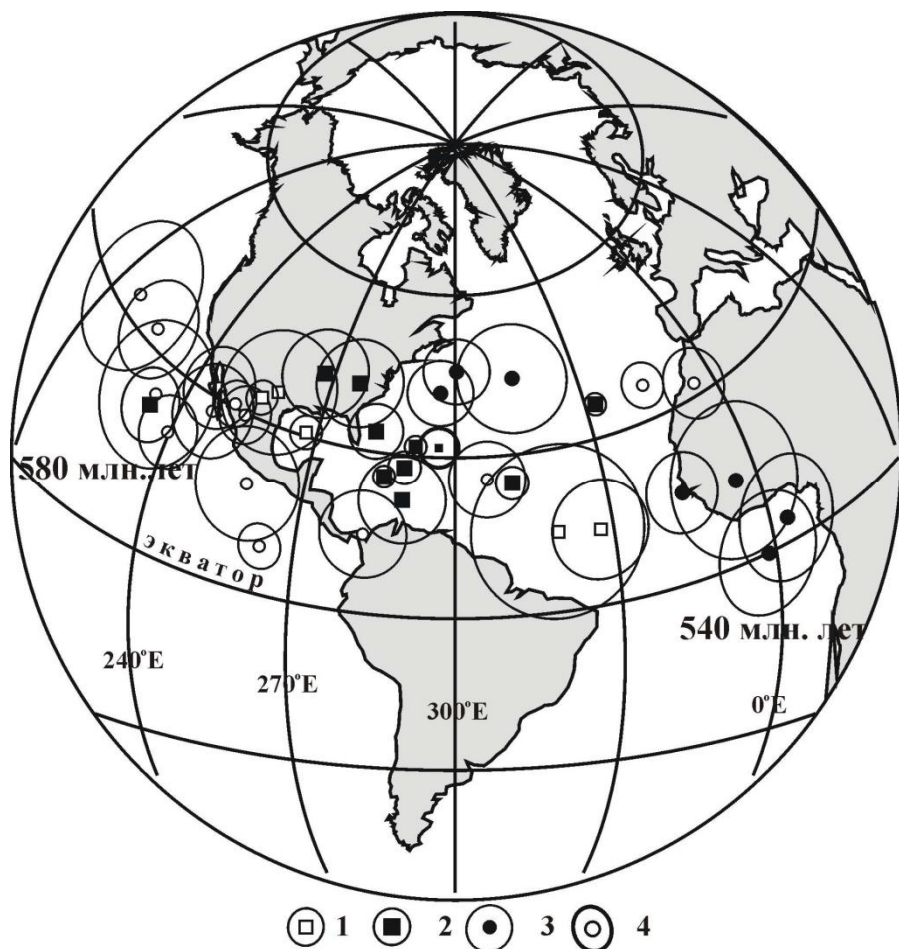


Рис. 1. Положение палеомагнитных полюсов для поздневендских отложений Балтики, Лаврентии, Сибири и Арморики в интервале 580-540 млн. лет. 1 – Арморика; 2 – Балтика; 3 – Лаврентия; 4 – Сибирь.

Для каждого тектонического блока были проанализированы две группы палеомагнитных полюсов в интервалах 560-540 и 580-560 млн. лет, соответственно. Пересчет на координаты Балтики и определения Эйлеровых полюсов поворотов и смещений для каждого блока проведен в два этапа. 1. совмещение эйлеровых полюсов поворота; 2. движение вдоль больших кругов. Перед этим, конечно, были построены APWP путем аппроксимации их дугами большого круга. Реконструкции положения всех блоков в палеокоординатах Балтики для 570 и 550 млн. лет представлена на Рис. 2. Полученные ре-

зультаты (провоцируют) оставляют ряд проблем. Главная – что же произошло на рубеже венд-кембрий? Близость нашей реконструкции для 550 млн. лет назад к соответствующей рубежу венд – кембрий (540 млн. лет назад), по [8] отвергает палеогеографическую причину катастрофического вымирания поздневендской биоты. Остается открытой проблема совмещения вендского и раннепалеозойского треков APW, в частности, для Балтики, где расстояние между эдиакарскими и девонскими полюсами составляет от 40° до 70°, а «классический» раннепалеозойский трек APW требует пересмотра.

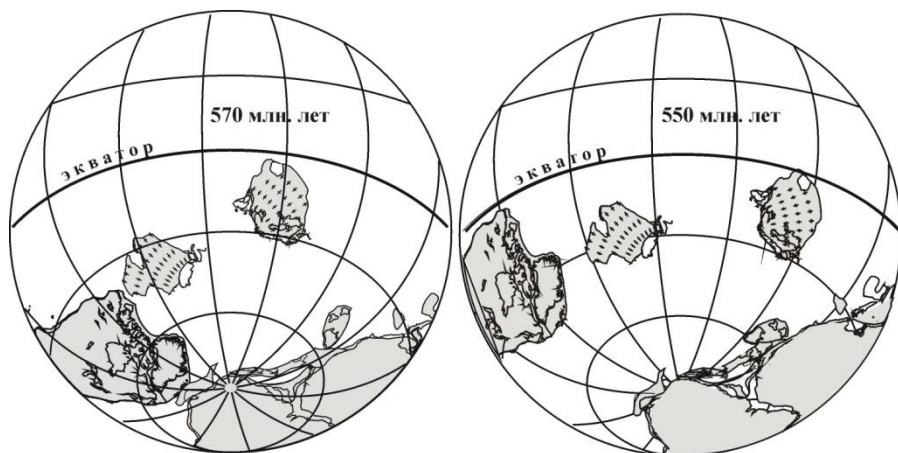


Рис. 2. Палеомагнитные реконструкции положения Балтики, Лаврентии, Сибири и Арморики для 570 и 550 млн. лет. Положение Гондваны – по [8].

1. *Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование.* т.1. Палеонтология, т.2. Стратиграфия и геологические процессы /Ред. Соколов Б. С., Ивановский А. Б., Федонкин М. А.М.: Наука. 1985.221с. и 238с.
2. *Голованова И.В., Данукалов К. Н., Козлов В.И., Пучков В.Н., Павлов В.Э., Галле И., Левашиова Н.М., Сирота Г.С., Хайруллин Р.Р., Баженов М.Л.* Палеомагнетизм верхневендской басинской свиты башкирского мегасинклинория: результаты повторного исследования // *Физика Земли.* №7. 2011. С. 67 – 79
3. *Павлов В.Э; Галле И., Шаццлло А.В., Водовозов В.Ю.* Палеомагнетизм нижнего кембрия долины нижнего течения р.Лена – новые ограничения на кривую кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и аномальное поведение геомагнитного поля в начале фанерозоя. 2004. *Физика Земли*, No. 2, с. 28–49.
4. *Соколов Б.С.* 2012. Палеонтология докембрия и акрохроны биосферной эволюции (к теории расширяющейся биосферы). *Стратиграфия.геологическая корреляция.* т.20, №2, с. 3-12.
5. *Evans, D.A.D.* 2003. A fundamental Precambrian-Phanerozoic shift in earth's glacial style? *Tectonophysics* 375, 353–385.
6. *Iosifidi A.G., Khramov A.N. , Bachtadse V.* Multicomponent magnetization of Vendian sedimentary rocks in Podolia, Ukraine. *Russian Journal of Earth Sciences*, 2005. V. 7, NO. 1, P. 1–14

7. *Kirschvink, J.L., Ripperdan, R.L., Evans, D.A.D.* 1997. Evidence for a large-scale reorganization of Early Cambrian continental landmasses by inertial interchange true polar wander. *Science* 277, 541–545.
8. *McCausland, J.A., Van der Voo, R., Hall, C.M.* 2007. Circum-Iapetus paleogeography of the Precambrian-Cambrian transition with a new paleomagnetic constraint from Laurentia. *Precambrian Research*, 156, 125-152
9. *Murphy, J.B., Pisarevsky, S.A., Nance, R.D. and Keppie, J.D.* 2004. Neoproterozoic-early Paleozoic configuration of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia-Gondwanan connections. *International Journal of Earth Sciences*. v. 93, p. 659-682.
10. *Nawrocki, J., Boguckij, A., Katinas, V.* 2004. New late Vendian paleogeography of Baltica and the TESZ. *Geol. Quart.* 48, 309–316
11. *Pisarevsky S.A.* New edition of the global palaeomagnetic database. *EOS Transactions*, 2005, 66, 170.
12. *Popov, V., Khranov, A., Bachtadse, V.* 2005. Paleomagnetism, magnetic stratigraphy and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia. *Russ. J. Earth Sci.* 7, 1–29.

Самородные металлы в объектах для палеомагнитных исследований

Цельмович В.А.

ГО «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Некоузский район, Ярославская область

Исследованы морфология и состав магнитных минералов в 6 образцах, которые предназначались для палеомагнитных исследований. Для исследований использовался микрозонд Tescan Vega II. Образцы вызвали интерес магнитологов, так как они имели необычные магнитные характеристики. Их магнитные свойства сильно отличались от свойств тех образцов, которые были найдены выше и ниже мест отбора образцов с аномальными характеристиками. Изученные образцы содержали минералы космического происхождения, включая самородные металлы, подробно изученные в [1,2].

Изучены образцы из следующих точек:

1. Габбро-долериты нерсинского комплекса (р.Уда, Присяяне), 740 Ма.
2. Приамурье, девон, алевропесчанники, терригенные комплексы.
3. Дальний Восток, вулканические породы Южно-Синегорской Дивы.
4. Армения, разрез Кафан, 158 Ма, обожжённые туфы.
5. Силурийско-нижнедевонский разрез Подолии - разрез нижнего палеозоя бассейна реки Днестр. Украины.
6. Озеро Б.Ложка, Новосибирская область.

В них были обнаружены минералы, которые можно отнести к минералам космического происхождения [1,2]. Среди них найдены самородные металлы: чистые Fe, Ni, W, Cr, Co, интерметаллиды различного состава FeCr, FeNi, FeCrNi, FeCo, FeWCo, FeCuZn, FeNiSnCu. Таким образом, косвенным результатом палеомагнитных исследований явилось обнаружение импактных событий (астероидных или метеороидных). Масштаб подобных событий может быть установлен при дополнительных исследованиях с отбором образцов по плоскости, в которой обнаружены космические минералы. Эта же плоскость

может быть использована как микростратиграфический горизонт. Изучение найденных самородных металлов позволит уточнить детали космохимических процессов. Интерпретация палеомагнитных данных на таких образцах должна проводиться с учетом сделанных находок. Однако появление самородных металлов может быть связано и с земными процессами. Например, с выпадением пеплов. Поэтому окончательные выводы необходимо делать с осторожностью с учетом различных восстановительных процессов. Совместное нахождение самородного Fe, Ni и магнетитовых космических шариков, наряду с другими космическими минералами (алмаз - лонсдейлит, муассанит, шрейберзит), чешуйчатые формы самородных металлов, могут свидетельствовать о том, что в образце зафиксировано космическое событие. Ниже представлены наиболее интересные находки.

1. Габбро-долериты нерсинского комплекса (р. Уда, Присяянье), 740 Ма.

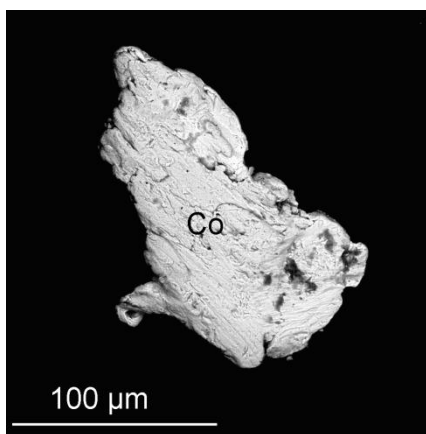


Рис. 1. Самородный Co.

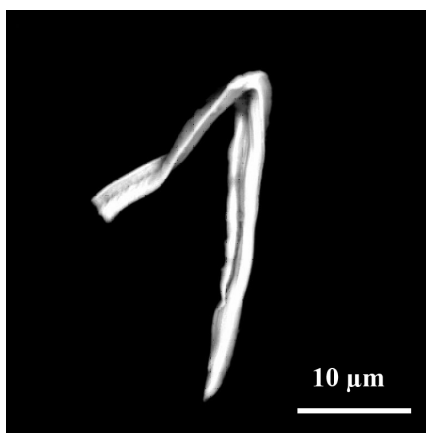


Рис. 2. Самородное Fe.

Объектами исследования являлись габбро-долериты нерсинского комплекса (р. Уда, Присяянье). Возраст их составляет 740 млн. лет (Gladkochub et al., 2006). Нерсинский комплекс входит в саянскую ветвь параллельных даек, внедрение которых маркирует распад неопротерозойского континента Родиния (Гладкочуб Д.П., 2003). В ходе детальных магнито-минералогических исследований, необходимых для проверки палеомагнитных данных, были сделаны любопытные находки. В образце 546 с помощью магнитной сепарации мы обнаружили 10 зерен Co (Рис. 1, Рис. 3) [3], предположительно нового минерала, самородное железо (Рис. 2), интерметаллиды. Магнитные минералы изверженных пород представлены титаномагнетитом и хромистой шпинелью (Рис. 3).

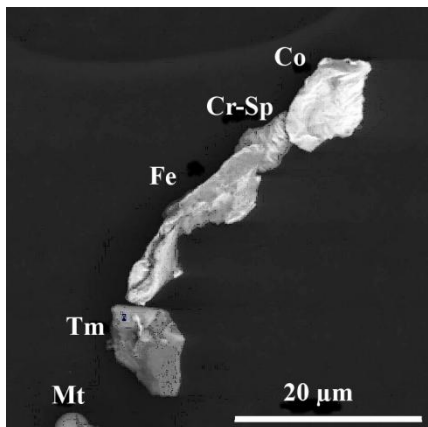


Рис. 3. Mt, Tm, Cr-шпинель, Fe, Co.

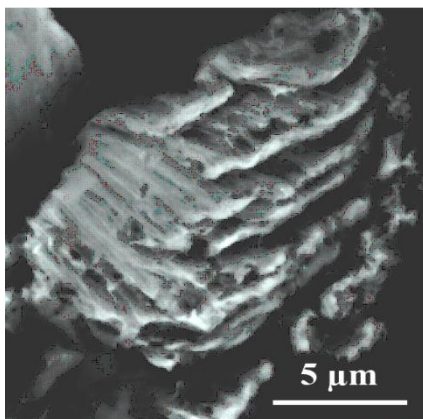


Рис. 4. Чешуйчатое самородное Fe.

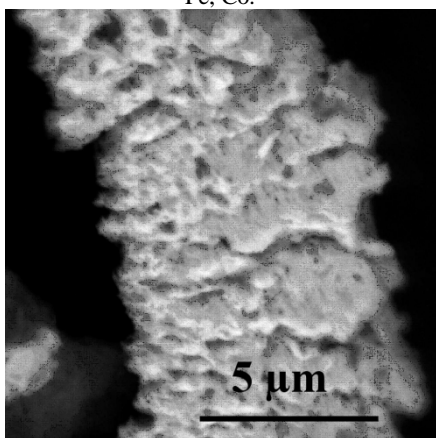


Рис. 5. Сплав FeCuSn, тонкая наноструктура.

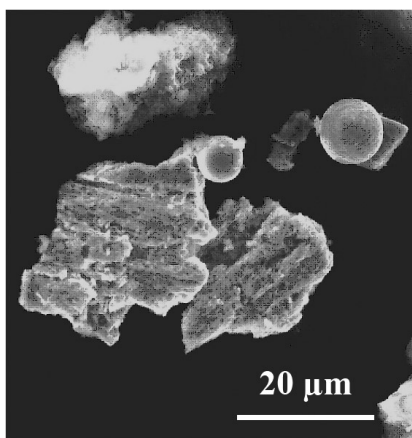


Рис. 6. Космические шарики, сплав FeNiSnCu.

2. *Палеозойские вулканыты Дальнего Востока.* Обнаружено самородное чешуйчатое Fe (рис.4), сплав Сплав FeCuSn с тонкой наноструктурой (Рис. 5), магнетитовые космические шарики, сплав FeNiSnCu (Рис. 6), сплав FeNi (тэ-нит, Рис. 7), чешуйчатый сплав FeCrNi (Рис. 8, Рис.9), чешуйки чистого Fe, Ni, космические шарики (Рис. 10, Рис. 11).

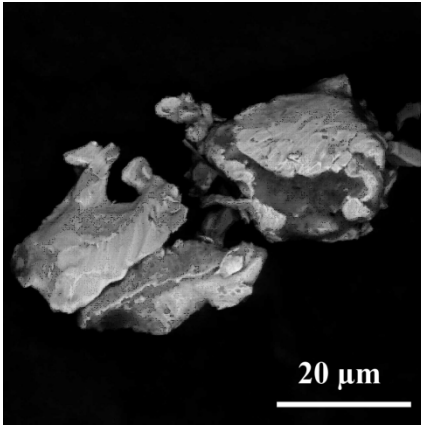


Рис. 7. Сплав FeNi (тэнит).

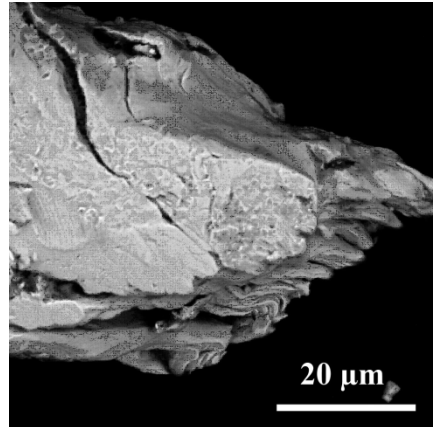


Рис. 8. Чешуйчатый сплав FeCrNi.

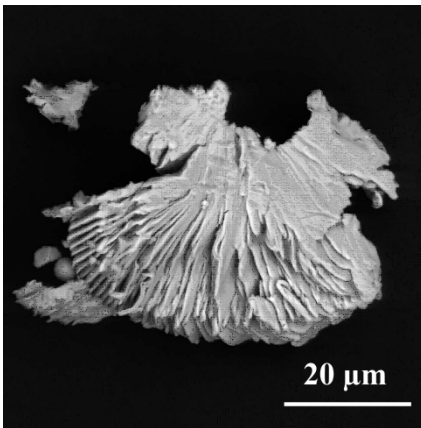


Рис. 9. Чешуйчатый сплав FeCrNi.

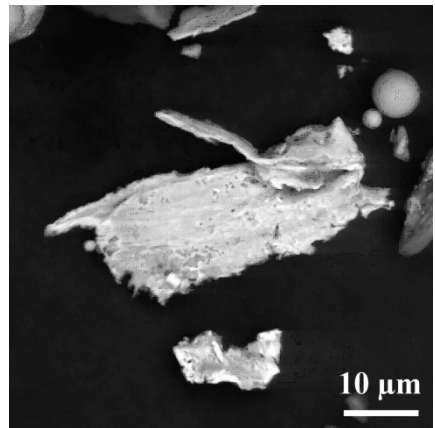


Рис. 10. Чешуйки чистого Fe,Ni, космические шарики.

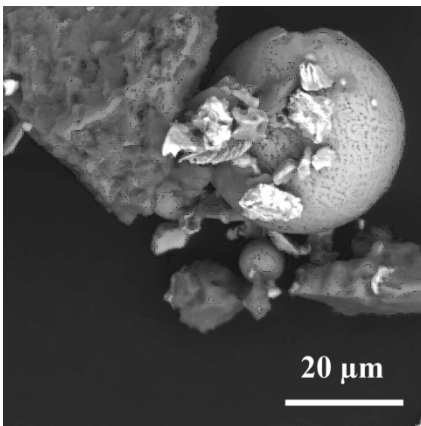


Рис. 11. Чешуйки чистого Fe,Ni, космические шарики.

3. *Обожжённый контакт. Армения, разрез Кафан, 158 млн. лет, туфы.* Найдены самородное Fe, Mt обломочный и в виде космических шариков, титаномагнетит со структурами гетерофазного окисления, Co, Ni (Рис. 12–15). Особый интерес представляет находка самородного Co в чешуйчатой форме (Рис. 12, Рис. 14), а также самородного Ni – массивного (Рис. 15) и чешуйчатого Ni (Рис. 17).

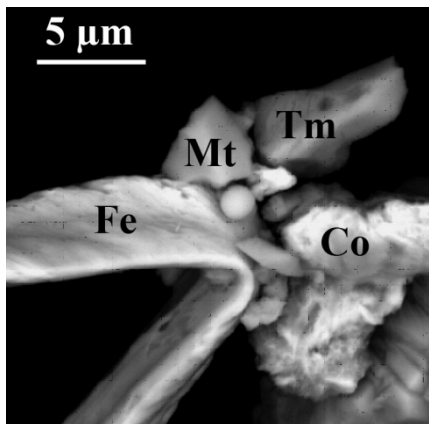


Рис. 12. Fe, Mt, Tm, Co
космический шарик.

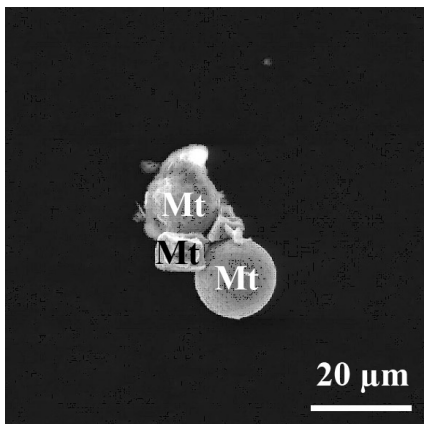


Рис. 13. Mt – обломочный и
космические шарики.

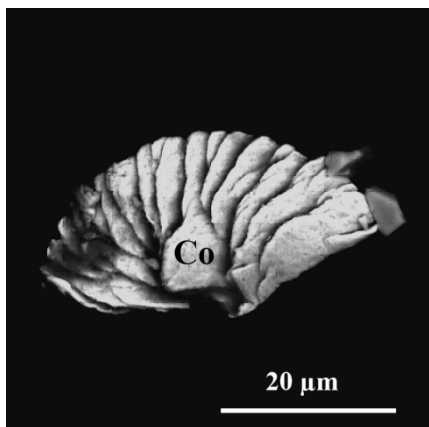


Рис. 14. Чешуйчатый Co.

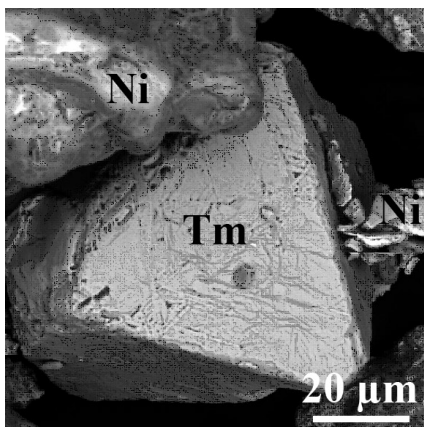


Рис. 15. Ni,(сверху и справа),
монокристалл Tm.

4. *Силурийско-нижнедевонский разрез Подолии. Образец В.Бахмутава.* Найдены самородное Fe, Mt космические шарики (Рис. 16, Рис. 17, Рис. 19), аварунит и самородный чешуйчатый Ni (Рис. 18).

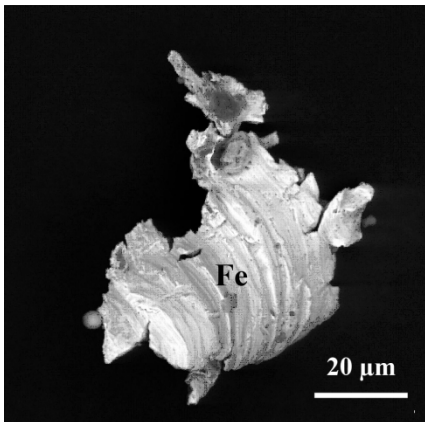


Рис. 16. Самородное Fe и космический шарик (внизу слева).

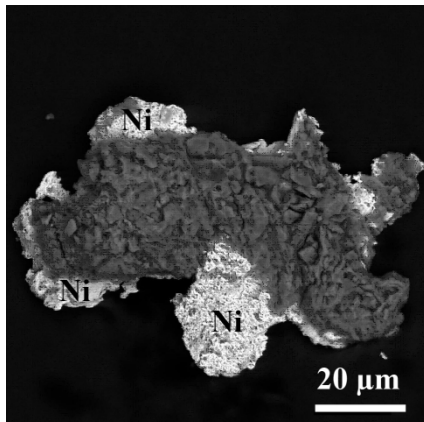


Рис. 17. Самородный чешуйчатый Ni.

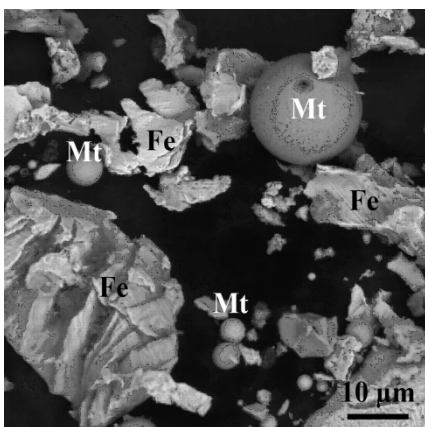


Рис. 18. Самородное Fe и Mt космические шарики.

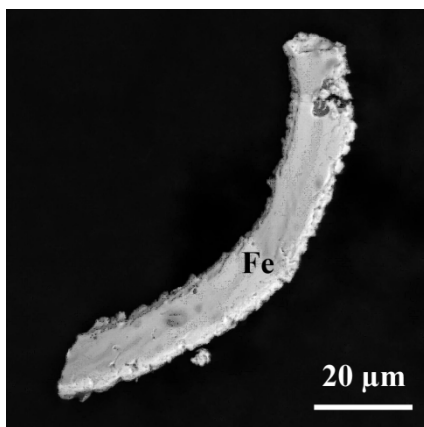


Рис. 19. Самородное Fe.

5. *Озеро Б.Ложка, Новосибирская область.* Обнаружено как самородное Fe совместно с космическими шариками (рис.20) в горизонте, в котором записано импактное событие, так и магнитные шарики с иной морфологией и составом (рис.21). Эти шарики могли возникнуть во время существования на берегу озера древнего металлургического производства [4]. В осадке был найден горизонт, маркированный железистыми алюмосиликатными шариками со структурами распада плагиоклазов и пироксенов с тонкими выделениями Mt, характеризующий время начала работы древней кузницы, что принципиально важно для археологических реконструкций, и импактный горизонт с самородным Fe.

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

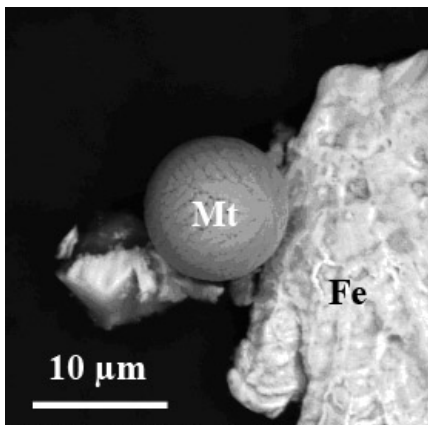


Рис. 20. Самородное Fe и Mt космические шарики.

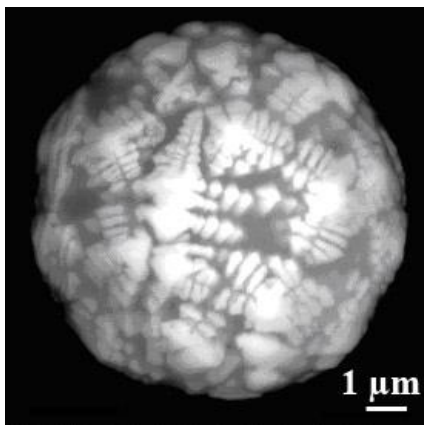


Рис. 21. Структура распада пироксена с тонкими выделениями магнетита в металлургических шариках.

1. 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.
2. 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.
3. Цельмович В.А. Самородный кобальт в осадочных породах. // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Борок. 18–21 октября 2007г. Москва, 2007. С. 150-154.
4. Цельмович В.А., Казанский А.Ю. Магнитные частицы космического и антропогенного происхождения из осадков озера Б. Ложка (Новосибирская область) // "Вестник ОНЗ РАН" №1(27)'2009 ISSN 1819 – 6586. URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2009/informbul-1_2009/planet-32.pdf

Магнитные минералы Карской астроблемы

Цельмович В.А.¹, Сергиенко Е.С.², Смирнова Р.В.², Попов В.В.³, Сапожников А.В.², Долотов А.В.¹

¹ ГО «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Некоузский район, Ярославская область

² Физический факультет СПбГУ, Санкт-Петербург

³ ВНИГРИ, Санкт-Петербург

Карская астроблема - одна из наиболее крупных астроблем, известных на суше. Астроблема диаметром 65 км имеет возраст 55.6 ± 3 млн. лет [Мальков, 2010]. Экспедицией СПбГУ в 2011г. проведено изучение разрезов коптогенного комплекса и пород "мишени" на р. Кара и ее притоках. Магнитная фракция была выделена из этих образцов по оригинальной методике и изучена при помощи микрозонда «Tescan Vega II» с энергодисперсионным спек-

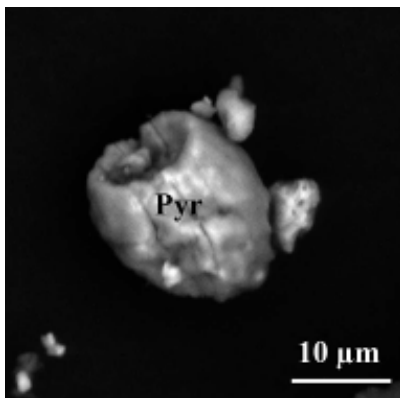
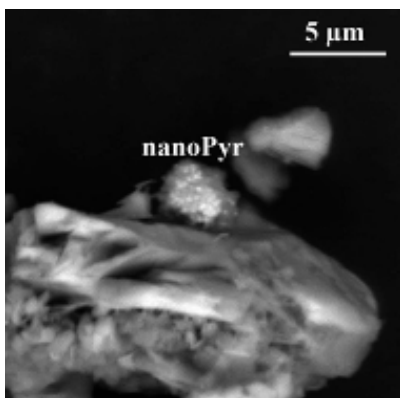
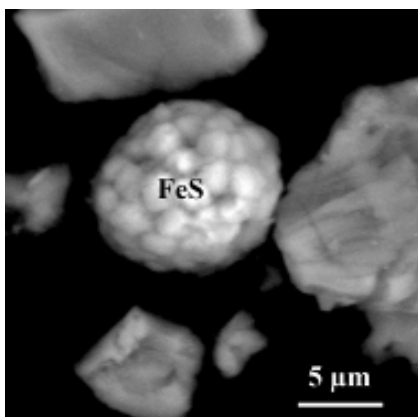


Рис. 1. Формы нахождения сульфидов Fe: а) – сферула,



б) нанопирротин,



в) фрамбоид.

тронетром в геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН. Были найдены различные формы нахождения самородных металлов (Fe, Ni, W, Al, Ag, Cu, Sn), сложных и разнообразных по составу интерметаллидов (FeCr, FeNiCr, FeNiCo, FeSn, FeCuNiSn, FeNd, LaCeNiFe, NiAl и др.), сульфидов Fe, магнетитов обломочных, магнетитовых космических шариков, титаномагнетитов. Самородные металлы могли возникнуть в высоковосстановительных условиях, предположительно в космических. Сульфиды Fe были найдены в виде частиц изометрической формы, сфероидов (Рис. 1а), агломератов наноразмерных сульфидов (Рис. 1б), фрамбоидов (Рис. 1в). Самородное Fe обнаружено в виде чешуйчатого Fe (Рис. 2а), Fe с признаками плавления в виде сферул (Рис. 2б), в виде наплавленного на кварц слоя Fe (Рис. 2в), наноразмерных частиц. Самородный Ni найден в виде пластинок, чешуек, волосковой форме (Рис. 3а, 3б, 3в). Найдено большое количество микро- и наноразмерных зерен самородного W как в виде отдельных зерен, так и в виде зерен на сплаве FeCr (Рис. 4а). Частицы найденного самородного Al имеют различный состав включений (Рис. 4а – включения Fe, Cu).

Особый интерес представляют впервые обнаруженные композиции ударник-мишень, в которых в качестве мишени служит минерал земного происхождения, а в качестве ударника видны частицы самородных металлов. Такие композиции снимают вопрос о земном происхождении частиц металлов, так как для внедрения в минерал мишени они должны были иметь космические

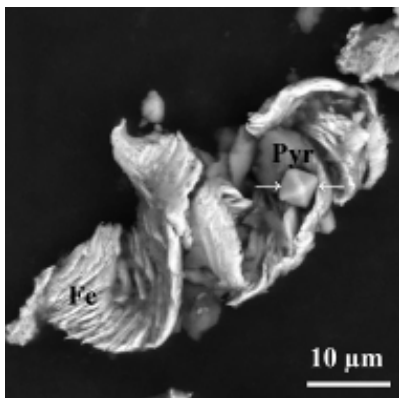


Рис. 2. Формы самородного Fe:
а) чешуйчатое железо и пирротин,

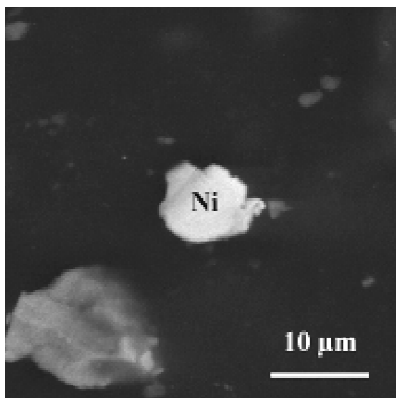
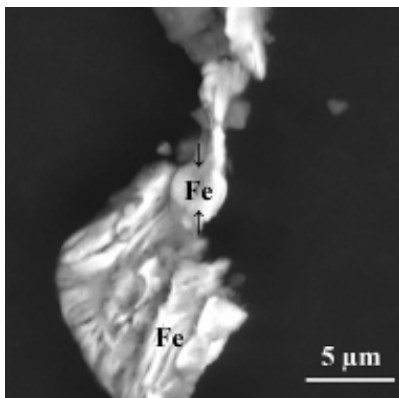
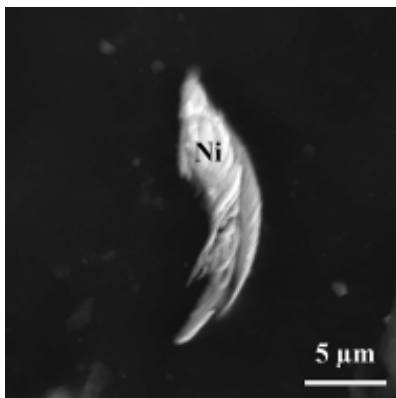


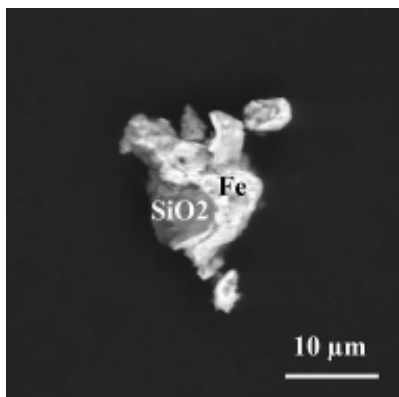
Рис. 3. Формы самородного Ni:
а) пластинка,



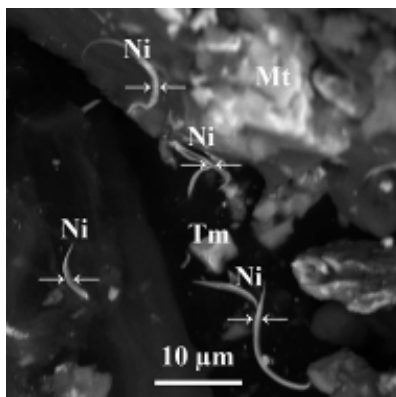
б) чешуйчатое железо и Fe – сфера из зоны плавления,



б) чешуйчатый Ni,



в) Fe, наплавленное на SiO₂.



в) волосковый Ni.

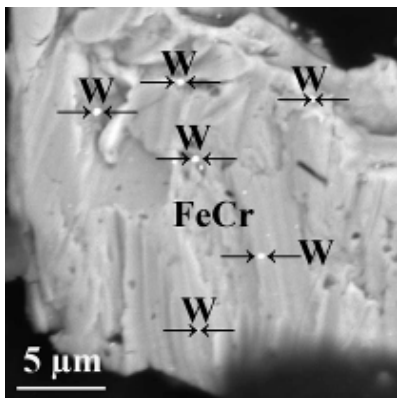


Рис. 4. Наночастицы металлов:
а) W на FeCr,

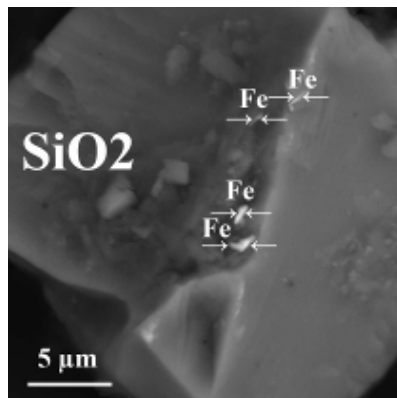
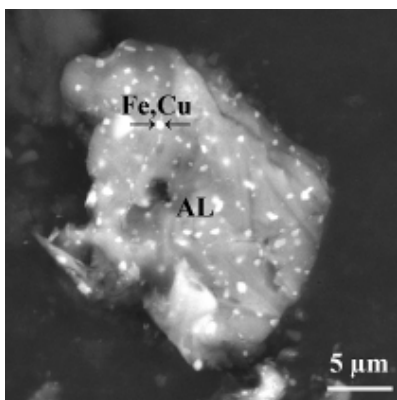
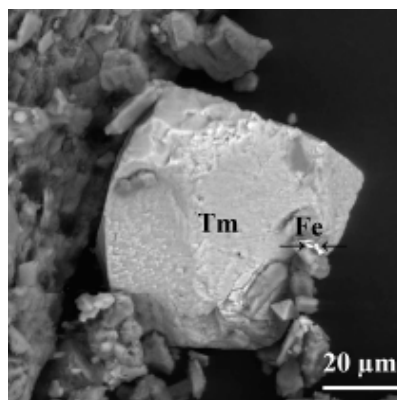


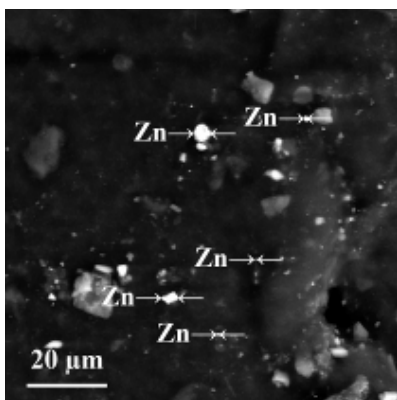
Рис. 5. Самородное Fe и гэнит FeNi как
ударник в мишенях в: а) кварце,



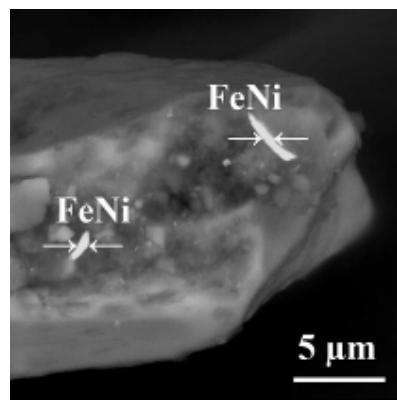
б) Fe, Cu на самородном Al,



б) титаномagnetите,



в) микро- и наночастицы
самородного Zn.



в) кальците (пластинки гэнита FeNi).

скорости. На Рис. 5а видно, как самородное Fe внедрилось в кварц, на Рис. 5б – в титаномagnetит. На Рис. 5в видны пластинки тэнита, внедренного в кальцит. Это является свидетельством того, что частицы самородных металлов имели космические скорости, позволившие им внедриться в минералы-мишени. Имеются и другие признаки космического вещества (наличие Ni, камасита, тэнита, чешуйчатых структур [4]). Частицы металлов были раздроблены до наноразмерного состояния при импакте. Поэтому можно отнести обнаруженные самородные металлы к космическим, а характерные микроструктуры и составы считать индикаторами импакта.

В последнее время внимание геологов-нефтяников привлекают новые объекты поисков скоплений УВ, которым раньше не уделялось внимания вообще. Одним из них являются астроблемы – простые и сложные кратеры, сформированные в результате ударов внеземных объектов, главным образом при падении на Землю крупных метеоритов [4]. По оценкам специалистов, на Земле за 3 млрд. лет было образовано таким образом свыше 150 тыс. кратеров диаметром более 0,8 км каждый, из них более 3 тыс. имеют диаметр свыше 10 км. Геологи обычно не знакомы с такими структурами и механизмом их образования. Для геологии нефти и газа такие импактные кратеры интересны тем, что их формирование приводит к созданию пористых и проницаемых зон, способных аккумулировать УВ даже в таких породах, которые в обычных условиях, как правило, не являются коллекторами (например, кристаллические породы фундамента и другие плотные породы). Поэтому выявление погребенных импактных кратеров представляет интерес прежде всего в связи с возможностью обнаружения залежей УВ, связанных с этими структурами, в первую очередь в литологических ловушках, развитых по их периферии. К настоящему времени за рубежом выявлено всего пять месторождений УВ, связанных с астроблемами: три в Уиллистонском бассейне (Вьюфилд в канадской части бассейна в провинции Саскачеван и Ред-Уинг и Ньюпорт на территории США в штате Северная Дакота) и по одному в Западно-Канадском бассейне (Игл-Бьютт) и бассейне Мексиканского залива (Лайс-Ранч). В большинстве случаев скопления УВ приурочены к периферийным частям кратера, выраженным опоясывающим его кольцеобразным краевым поднятием, а сам кратер, как правило, заполнен значительно более молодыми по возрасту отложениями. Продуктивными обычно являются сильно трещиноватые породы, развитые в периферийной зоне кратера, хотя в отдельных скважинах получены притоки и в самом кратере.

Гипотеза космического происхождения нефти впервые была выдвинута русским геологом М.А.Соколовым в 1892 г. В 80-90-х годах XX века появился ряд публикаций А.С.Эйгенсона, посвященных разработке теории происхождения нефти на основе соответствующих статистических моделей распределения состава. Найденные закономерности использованы Эйгенсоном для развития абиогенной гипотезы В. Соколова о формировании нефтяных систем на стадии эволюции планеты из метаносодержащих космических газов. М.Ю.Доломатовым [5] предприняты попытки нового подхода к вопро-

су абиогенеза нефти в космосе. Полученные им оценки показывают неисчерпаемость ресурсов органического вещества в видимой части Вселенной.

Выявление погребенных импактных кратеров представляет интерес, прежде всего в связи с возможностью обнаружения залежей углеводородов в литологических ловушках, связанных с этими структурами, имея в виду гипотезу космического происхождения нефти, а найденные при изучении Карской астроблемы диагностические признаки могут быть использованы в практической работе при геологоразведке. Основные закономерности, позволяющие идентифицировать микрочастицы космического происхождения по микроструктуре, составу и магнитным свойствам, изложены в работах [6-10]. Полученные при изучении Карской астроблемы новые закономерности хорошо дополняют ранее полученные результаты.

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

1. Мальков Б.А., Андреев В.Л. Алмазные импактиты Карской астроблемы // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2010. № 3. С. 5—11.
2. Сергиенко Е.С., Цельмович В.А., Попов В.В., Драбкина Е.А., Цибульская А.Е., Петров И.Н. Микроструктура, состав и магнитные свойства зювитов Карской астроблемы // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Материалы международного семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. 20 – 24 сентября 2010 г. Санкт-Петербург, Петродворец. С.227-233.
3. В.А.Цельмович. О метеоритном происхождении самородных металлов в осадочных породах // Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах: Материалы Российского совещания с международным участием. - Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2012. С. 190-193.
4. Кучерук Е.В. Астроблемы — новый перспективный объект для поисков нефти и газа // Геол. нефти и газа, 1989. No 11 С. 57.
5. Доломатов М.Ю., Костылева Е.В. Особенности абиогенного синтеза органического вещества в космических природных системах и проблема происхождения нефти. <http://zaharova.viperson.ru/wind.php?ID=647170&soch=1>
6. 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.
7. Pechersky, D. M., A. F. Grachev, D. K. Nourgaliev, V. A. Tsel'movich, and Z. V. Sharonova (2006), Magnetolithologic and Magnetomineralogical Characteristics of Deposits at the Mesozoic/Cenozoic Boundary: Gams Section (Austria), Russ. J. Earth Sci., 8, ES3001, doi:10.2205/2006ES000204.
8. 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.
9. 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.
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

Завершение 3-го издания «Геологического словаря», раздел «Геофизика»: слова и люди

Цирель В.С.

ФГУНПП «Геологоразведка»

Настоящее сообщение может рассматриваться в качестве краткого итогового отчета редактора-составителя раздела «Геофизика» 3-го издания «Геологического словаря»; оно является логическим продолжением и развитием прошлогодней публикации [1], приуроченной к выходу в свет первого тома [2]. В конце 2011 г. был опубликован второй том [3] 3-го издания «Геологического словаря», а этой осенью – заключительный третий том [4], завершающийся списком основной литературы по всем разделам геологической науки.

Таким образом, работа редактора-составителя, продолжавшаяся с осени 2001 г., т. е. на протяжении более 10 лет (увы, с вынужденными перерывами по организационным причинам), так или иначе завершена; и подведение итогов может быть проведено по всему материалу, составляющему раздел «Геофизика» в 3-ем издании. В частности, хочется максимально полно упомянуть всех, кто внес свой вклад в эту весьма непростую работу. Десятилетний период – достаточно большой срок для того, чтобы по самым разным обстоятельствам изменился состав участников. К великому сожалению, немало тех, «кого увлек холодный свет».

Работа над разделом «Геофизика», как и над всеми другими крупными разделами «Геологического словаря», состояла из нескольких основных последовательных этапов:

- деление на подразделы и выбор редакторов-составителей этих подразделов;
- составление Словников по подразделам и по разделу в целом;
- определение «ранга» терминов и, соответственно, объемов описаний;
- подготовка описаний и их редактирование (зачастую этот процесс повторялся не единожды);
- отработка «справочного аппарата» (необходимых отсылок к описаниям других терминов, сведений об этимологии термина и об англоязычных аналогах).

Разбиение раздела «Геофизика» на подразделы оказалось очень непростой задачей – необходимо было учесть терминологические особенности физики Земли и разведочной геофизики; при этом надо было ориентироваться на конкретных исполнителей, готовых, в частности, подчиняться требованиям, предъявляемым к словарным описаниям. Были рассмотрены различные варианты такого разбиения: по средам, в которых проводятся измерения; по ис-

пользуемым физическим полям и ряд других. В этой работе большую помощь оказали мои коллеги по Всероссийскому институту разведочной геофизики (ВИРГ-Рудгеофизика им. А.А. Логачева) и ФГУНПП «Геологоразведка» ныне уже ушедшие из жизни: В.И. Лемец, Г.В. Редько и Г.С. Франтов, а также и ныне работающий в ФГУНПП «Геологоразведка» один из старейших сотрудников А.Ф. Фокин. Выбранный вариант, подразумевавший определенных исполнителей, представлен на рис. 1. Подразделы, ориентированные как на физику Земли, так и на разведочную геофизику, представлены в средней колонке, тогда как подразделы, тяготеющие в основном к разведочной геофизике, составляют правую колонку.



Рис. 1. Принятый вариант деления раздела «Геофизика» на подразделы.

Составлению Словников предшествовала работа по определению (оценке) полноты представляемого набора терминов. В «Методических указаниях» [5] предполагалось, что «...словарь должен содержать все термины, необходимые в практической и научной работе геологов» и далее «В общем случае в словарь включаются все термины, встречающиеся в геологической литературе». На основе опыта, накопленного автором в результате участия в работе (2004–2008 гг.) над составлением «Англо-русского энциклопедического словаря по геофизике» [6], сегодня может быть дан ответ на вопрос об общем количестве терминов, представляющих предмет «Геофизика» – таких терминов более 16 тысяч! Объем Словаря [6] составляет более 110 печатных лис-

тов, что превышает объем двух томов «Геологического словаря». Соответственно, требования к набору геофизических терминов для «Геологического словаря» были существенно изменены; принятая нами формулировка может быть представлена следующим образом: сформировать массив основных терминов, используемых современной геофизикой, и дать каждому термину, входящему в этот массив, исчерпывающее определение, соответствующее господствующим представлениям сегодняшнего дня.

Уместно провести сравнение трех изданий «Геологического словаря», его результаты представлены в табл. 1. Грустное впечатление производит сопоставление тиражей: 170 тысяч экземпляров первых двух изданий (учитывая допечатку тиража 1-го издания в 1960 г. и 2-го издания – в 1978 г.) и всего 1500 экземпляров 3-го издания. Однако, следует надеяться, что будет сделана электронная версия 3-го издания, и она будет вывешена на сайте ВСЕГЕИ – тогда, по числу обращений к сайту, можно будет определить реальный спрос.

Таблица 1. Сопоставление трех изданий «Геологического словаря».

Характеристики	Издания		
	первое	второе	третье
Год выпуска	1955	1973	2010–2012
Год выпуска дополнительного тиража	1960	1978	—
Количество томов	2	2	3
Количество экземпляров	30 000 50 000	50 000 40 000	1500
Общее количество терминов	Более 11 тысяч	Около 18 тысяч	Более 24 тысяч
Объем раздела «Геофизика»	Менее 9 печатных листов	12 печатных листов	18 печатных листов (1350 терминов)

Первый вариант Словника раздела «Геофизика», составленный к весне 2002 г., содержал 1672 термина. В числе составителей этого варианта необходимо упомянуть тех, кто в дальнейшем отошел от работы над «Словарем». Это: Р.Э. Татевосян (ИФЗ РАН) – подраздел «Физика Земли», Н.К. Булин (ВСЕГЕИ) – подраздел «Сейсморазведка», С.М. Фивег (ВИРГ-Рудгеофизика) – подраздел «Петрофизика», Г.В. Редько и Г.С. Франтов (ВИРГ-Рудгеофизика) – подраздел «Электроразведка», И.И. Акрамовский (ВИРГ-Рудгеофизика) – подраздел «Гравиметрия и гравиразведка», У.И. Моисеенко (ВСЕГЕИ) – подраздел «Геотермия».

В процессе обсуждения Словника, в частности, с учетом замечаний рецензента – Г.С. Васюточкина (ВИРГ-Рудгеофизика), к осени 2002 г. Словник увеличился до 2048 терминов. Однако, далее под давлением Главной редакции по уже написанным текстам последовали сокращения: сначала примерно до 1700 терминов, а к лету 2010 г. был подготовлен наиболее отработанный вариант описаний, в который вошло 1494 термина. Этот вариант представлен в табл. 2 и в примечаниях к ней. В траурных рамках должны быть помечены С.С. Арефьев, Ю.С. Геншафт, С.В. Гольдин, В.М. Гордин, В.А. Комаров, Г.Я. Рабинович, О.Г. Сорохтин. При последней корректировке (без участия редак-

тора-составителя раздела «Геофизика») количество терминов было сокращено до 1350.

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

№ п/п	Название подраздела	Аббревиатура	Кол-во терминов	Редакторы-составители
1.	Физика Земли	ФЗ	508	О.О. Эргелева
2.	Сейсморазведка	СР	240	Н.А. Караев, Г.Я. Рабинович
3.	Ядерная геофизика	ЯГ	116	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 электроразведка	ГЭ	82	М.Н. Унгерман
7.	Вычислительная геофизика	ВГ	67	Д.С. Зеленецкий
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
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

Примечания:

Авторы описаний основных терминов подраздела «Физика Земли»:

Ф.Ф. Аптикаев, С.С. Арефьев, Ю.С. Генштафт, И.П. Добровольский, А.В. Козенко, С.С. Крылов, С.М. Молоденский, В.Н. Николаевский, А.А. Никонов, Е.А. Рогожин, А.Я. Салтыковский, Л.Б. Славина, О.Г. Сорохтин, О.Е. Старовойт, В.И. Уломов, С.Л. Шалимов, Э.Э. Эргелева.

Авторы описаний основных терминов подраздела «Сейсморазведка»:

А.А. Богданов, Н.К. Булин, С.В. Гольдин, Ф.Ф. Горбачев, А.С. Егоров, Ф.Ф. Золотов, Н.А. Караев, Ю.П. Лукашин, Н.М. Нейштадт, Н.И. Павленкова, А.Л. Перельман, О.А. Потапов, Г.Я. Рабинович, Т.Б. Яновская.

Авторы описаний основных терминов подразделов 3–16:

Д.А. Амосов (ЯГ), Н.А. Ворошилов (ГЭ), А.О. Глико (ГТ), В.М. Гордин (Гр), А.С. Егоров (ПФ), Л.П. Жоголев (МР), Д.С. Зеленецкий (ВГ), В.А. Комаров (ГЭ), К.А. Коронкевич (ВГ), Е.В. Лавникова (МР), У.И. Моисеенко (ГТ), А.А. Молчанов (Пр), В.Л. Пантелеев (Гр), О.И. Парфенюк (ГТ), О.Ф. Путиков (ГЭ), А.К. Сараев (КЖ, По), Б.С. Светов (ЭР), М.Н. Столпнер (КМ), К.В. Титов (ЭР), С.А. Тихоцкий (Гр), М.Н. Унгерман (ПФ, ЭР), С.М. Фивег (ПФ), И.М. Хайкович (ЯГ, ЭГ), А.Н. Храмов (ПМ), М.Д. Хуторской (ГТ), В.С. Цирель (МР), В.А. Шапиро (МР), А.Н. Шувал-Сергеев (ЭР, КЖ, По).

Всего 58 человек, в т. ч. академиков РАН – 2, докторов наук – 31.

Наиболее сложным и до конца не решенным остался вопрос объема описаний. В упомянутых «Методических указаниях», с учетом построения «Геологического словаря» по энциклопедическому принципу, в соответствии с которым объем описания должен соотноситься со значимостью термина, было предложено деление терминов на пять категорий. Размер описания терминов первой категории – наиболее важных, имеющих общее значение – 3–4 страницы; размер описаний терминов второй категории, являющихся составными частями терминов первой категории – 1 страница. Первоначально предполагалось, что описания терминов первой и второй категории будут «именными», т. е. с указанием авторов текста. Однако в дальнейшем Главной редакцией было принято решение сделать все описания анонимными. Такой вариант представляется автору данного текста одним из основных недостатков 3-го издания «Геологического словаря» (и является одной из побудительных причин данного сообщения). Объем описаний терминов третьей и четвертой категории, не имеющих четких характеристик, определен, соответственно, в 0,5 страницы и 5–7 строк; вместе с тем, как показал предварительный анализ [7], описания именно этих терминов составляют основную часть комплекта. К терминам пятой категории относятся синонимы, отсылки к аббревиатурам. Список терминов первой категории по разделу «Геофизика» с указанием авторов описаний представлен в табл. 3.

Таблица 3. Список терминов 1-ой категории по разделу «Геофизика».

Термины	Авторы описаний
Геомagnetизм	В.С. Цирель, В.А. Шапиро
Геотермия	А.О. Глико, О.И. Парфенюк
Геоэлектрoхимия	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
Сейсмoразведка	Н.А. Караев
Физика Земли	А.В. Козенко
Электрoразведка	М.Н. Унгерман
Ядерная геофизика	И.М. Хайкович, Д.А. Амосов

Считаю необходимым обратить внимание на одну очень существенную особенность описаний терминов раздела «Геофизика». Хотя ни перед редакторами-составителями подразделов раздела «Геофизика», ни тем более перед

авторами описаний не ставилась задача отразить историю развития геофизики, в описаниях упоминаются имена очень многих ученых. Список отечественных ученых-геофизиков включает 62 имени, начиная от М.В. Ломоносова и академика Петербургской академии наук Л.Эйлера, крупных ученых более позднего периода: Б.Б. Голицына, В.И. Вернадского, А.Н. Заварицкого, П.П. Лазарева и других; советских ученых: Б.А. Андреева, А.А. Логачева, Б.М. Яновского и многих других; ученых послевоенного поколения, например, Ю.С. Рысса и А.А. Смыслова. Список зарубежных ученых, упоминаемых в описаниях геофизических терминов, содержит 102 имени. Естественно, в него входят такие корифеи мировой науки XVI–XVII веков, как Г. Галилей и И. Ньютон, но хронологически список начинается с ученых античности: Гиппарха Никейского, открывшего, как это ни парадоксально для того времени, прецессию Земли, и Плиния Младшего, оставившего нам описания извержения Везувия в 79 г. н. э. В этом списке есть и представители стран сегодняшней «большой семерки», и целого ряда государств Азии и Африки, а также Австралии.

Общие итоги проделанной работы могут быть оценены следующим образом. В 3-ем издании «Геологического словаря» представлена терминологическая база современной геофизики, охватывающая с достаточной 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 веков. Устранен целый ряд неточностей, содержащихся во 2-ом издании «Геологического словаря».

Учитывая безусловно положительные итоги проделанной работы, хочется выразить пожелание подготовить и издать в виде отдельного тома раздел «Геофизика» «Геологического словаря», вернувшись к наиболее отработанному комплекту из 1494 терминов. Такой словарь сможет заменить до сих пор используемый толковый словарь геофизических терминов [8], изданный более 20 лет назад.

В заключение хочется выразить глубочайшую признательность члену Редколлегии, руководителю Рабочей группы Елене Овидиевне Ковалевской (ФГУП «ВСЕГЕИ») и сотруднице ФГУНПП «Геологоразведка» Елене Владимировне Лавниковой, без самоотверженного труда которых раздел «Геофизика» просто не мог бы состояться.

1. *Цирель В.С.* Презентация первого тома 3-го издания «Геологического словаря» // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Материалы семинара. Борок. 2011. С. 254–259.
2. *Геологический словарь в 3-х т.* Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т. 1 (А–Й). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. – 432 с.
3. *Геологический словарь в 3-х т.* Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т. 2 (К–П). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. – 480 с.

4. *Геологический словарь в 3-х т.* Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т. 3 (Р–Я). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. – 440 с.
5. *Методические указания для авторов и редакторов Геологического словаря.* СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2001. – 22 с.
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., Лавникова Е.В.* Геофизическая терминология в 3-ем издании «Геологического словаря» // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Материалы семинара. СПб.: Изд-во «Соло». 2010. С. 172–178.
8. *Словарь терминов разведочной геофизики* / В.Н. Боганик [и др.]; под ред. А.И. Богданова. М.: Недра. 1989. – 183 с.

Палеомагнетизм позднего девона – раннего карбона Минусинских впадин и проблема разработки средне- позднепалеозойского сегмента КМП Сибирской платформы

Шацилло А.В., Федюкин И.В., Павлов В.Э.

Институт физики Земли РАН, Москва

Палеомагнетизм девона является давней и, увы, пока не решенной проблемой. «Сложности» и многовариантность интерпретации палеомагнитной записи в породах этого возраста наблюдаются, вероятно, во всех регионах мира, и Сибирская платформа не является здесь исключением. Работы последних лет, проведенные на территории Сибирской платформы авторским коллективом, а также сотрудниками АК АЛРОСА [1-3 и др.], в значительной степени исчерпали «палеомагнитный потенциал» позднедевон-раннекарбонных объектов этого региона, что, однако, не привело к какому-либо однозначному решению о положении полюса соответствующего возраста, а скорее обострило существующую проблему. В 2010-2011г. площадь исследований была расширена – нами был произведен отбор рекогносцировочных коллекций из разрезов девона – карбона Минусинских впадин по долине р.Енисей (Красноярское водохранилище), секущей с юга на север эти структуры.

Минусинские впадины рассматриваются, обычно, как средне-позднепалеозойские рифтогенные структуры, наложенные на эпикаледонский Сибирский континент, то есть, представляющие, начиная со среднего палеозоя, единое целое с кратонной частью Сибири. Разрез здесь начинается бимодальными вулканитами нижнего девона и надстраивается осадочными и вулканогенно-осадочными, часто пестроцветными толщами среднего и верхнего девона и нижнего карбона, перекрытыми «угленосными» средним-верхним карбоном и нижней пермью, при общей мощности более бкм. В настоящем сообщении мы приведем новые данные, полученные по пестроцветным толщам тубинской (фамен), алтайской (турне) и самохвальской (визе) свит.

Основной объем каменного материала, как по количеству образцов, так и по количеству изученных обнажений (8обн.) был получен по тубинской свите, представленной «внешне» весьма перспективными (лиловыми, вишневыми и кирпично-красными) песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Однако, несмотря на благоприятную литологию пород, температурные чистки показали, что в подавляющем большинстве объектов четкий палеомагнитный сигнал отсутствует. Лишь в двух обнажениях тубинской свиты зафиксирована однозначно интерпретируемая компонента намагниченности, причем аналогичная компонента присутствует и в большинстве изученных обнажений нижнего карбона (алтайская свита – 5обн., самохвальская свита – 2обн.). Данная компонента является либо промежуточной (не идущей в «0» диаграммы Зийдерверльда), либо конечной, она выделяется в средне-высокотемпературном интервале чистки и разрушается при температурах, как правило, не превышающих 580°С. Компонента монополярна и характеризуется 3-СЗ склонениями и крутыми отрицательными наклонениями. Тесты складки, для средних по всем обнажениям говорят о доскладчатости данной компоненты. Рассчитанный палеомагнитный полюс представлен в таблице. Полученные данные хорошо согласуются с результатами «площадных» исследований тубинской свиты, проведенных в 1960-х годах В.П.Апариным [4] (табл.ица). В тоже время, при сравнении старых и новых данных наблюдается (Рис. 1А) некоторое различие наклонений при близких склонениях, что, по нашему мнению, обусловлено не полным удалением современной компоненты намагниченности (MF) в определении [4].

«Проблема зон прямой намагниченности» (т.е. их отсутствие) в разрезах позднего девона Минусинского прогиба была отмечена [4], при попытке магнитостратиграфической корреляции Минусинских разрезов с разрезами «Главного девонского поля» Русской платформы. Переизучение единичного разреза тубинской свиты [5], где ранее была выявлена зона прямой намагниченности, показало некоторое отличие (таблица) рассчитанных компонент, от полученных ранее [4], равно как и от данных представляемых в настоящей работе. Кроме этого, компоненты намагниченности прямой и обратной полярности, выделенные в разрезе, оказались существенно неантиподальными ($\gamma/\gamma_{кр}=36/10$). То есть, проблема «прямой намагниченности» осталась, по сути, открытой. Как видно (Рис. 1А), направления R и N-зон, выделенных в [5], и направление полученное нами, лежат на дуге большого круга. Мы предполагаем, что неантиподальность R и N-зон, обусловлена частичной их контаминацией этим направлением. По нашему мнению, весь комплекс накопленных данных указывает на существование в Минусинских разрезах мощной постдевонской метакронной намагниченности, искажившей или полностью уничтожившей первичный сигнал.

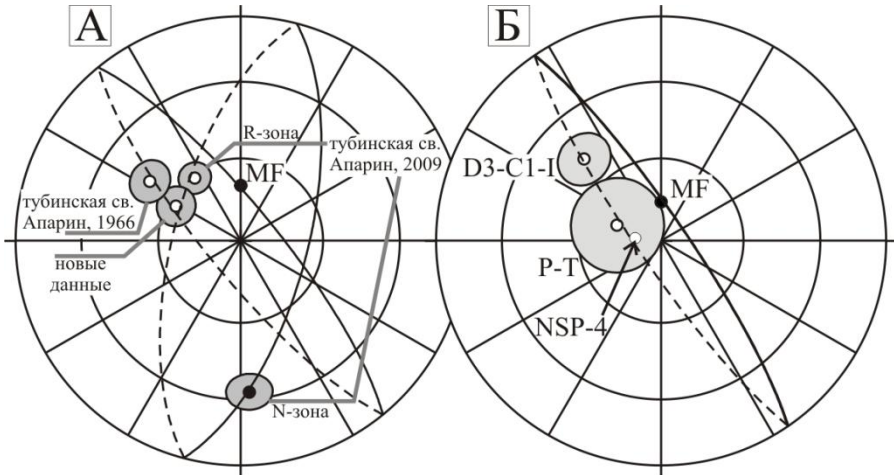


Рис. 1. Сравнение палеомагнитных направлений. На рисунке Б: NSP-4 – среднее трапповое направление Сибирской платформы, согласно (Pavlov et al., 2007). Прочие пояснения в тексте.

Таблица. Палеомагнитные полюсы.

Индекс/источник	Объект, возраст пород	ϕ	λ	PLONG	PLAT	A95
MD <i>наст. работа</i>	Минусинская впадина, D3+C1, доскладчатая	54.7	91.0	133.5	23.3	9.9
<i>Апарин, 1966</i>	Минусинская впадина, D3, доскладчатая	54.0	92.0	140.6	24.1	6.8
<i>Апарин и др., 2009</i>	Минусинская впадина, D3, R-зона	54.0	91.5	118.4	12.0	7.9
<i>Апарин и др., 2009</i>	Минусинская впадина, D3, N-зона	54.0	91.5	94.8	-18.0	6.3
TT <i>Vachtadse et al., 2000</i>	Тува (Элегест), S2-D1, доск- ладчатая	51.2	93.8	144.0	26.3	6.1
TU <i>коллекция В.Э.Павлова</i>	Туруханское поднятие, R, послескладчатая	66.0	88.0	143.8	21.1	7.1
REM	Среднее (MD+TT+TU)			140.4	23.6	9.3
RD <i>Шаццлло, 2008</i>	Рыбинская впадина, D-C1, послескладчатая	56.0	93.0	109.8	16.6	15.0

Подписи к таблице: ϕ и λ – географическая широта и долгота объекта; PLONG и PLAT – долгота и широта палеомагнитного полюса; A95- радиус круга доверия.

Таким образом, доскладчатая монополярная «отрицательная» компонента намагнитченности, выделенная в разрезах тубинской, алтайской и самохвальской свит позднего девона и раннего карбона, рассматривается нами как метакронная. Учитывая то, что наиболее молодые породы, где зафиксирована эта компонента относятся к визейскому ярусу, возраст перемагничивания должен быть моложе ~330 млн.лет, а исходя из положения палеомагнитного полюса (Рис. 2) и тотального проявления «отрицательной» намагнитченности,

он, вероятнее всего, соответствует суперхрону обратной полярности Киама (312-266 млн.лет), причем его началу.

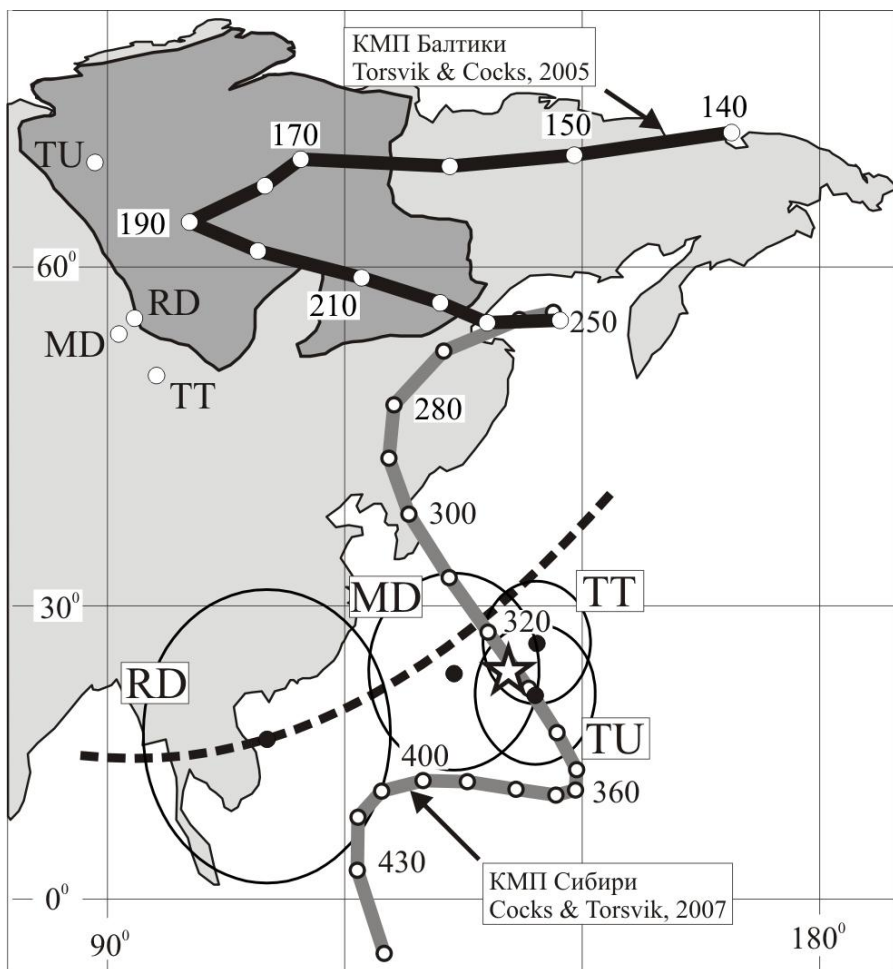


Рис. 2. Полюсы перемагничивания, сравнение с кривыми КМП Сибири и Балтики. Звездочка – осредненный полюс перемагничивания для Минусинской впадины, Туруханского поднятия и Тувинского террейна; жирный пунктир – малый круг для полюса Рыбинской впадины, прочие пояснения в тексте.

Аналогичная компонента намагниченности ранее была выделена в разрезах силура-девона Тувы [6], рифея Туруханского поднятия (неопубликованные данные В.Э.Павлова), а также в отложениях девона – раннего карбона Рыбинской впадины, испытавшей также посткарбонные блоковые вращения [7] (табл., Рис. 2). То есть перемагничивающее событие охватило обширные территории западной периферии Сибирской платформы и Центрально-

Азиатского складчатого пояса и являлось, вероятно, следствием мощного тектонического катаклизма, соответствующего, по нашему мнению, закрытию Палеоазиатского океана, произошедшему в раннем карбоне.

Как видно (Рис. 2), полосы перемагничивания Минусинской впадины (MD), Тувинского террейна (ТТ) и Туруханского поднятия (ТУ) статистически не отличаются, что, с одной стороны, указывает на субсинхронность формирования намагниченности в этих регионах, а, с другой, позволяет рассматривать эти структуры как единый консолидированный блок, по крайней мере, с момента перемагничивающего события. Далее мы будем использовать осредненный полюс по этим трем регионам (REM).

Теперь попытаемся сопоставить полученный результат с существующими близковозрастными определениями по Сибирской платформе, выполненными на современном методическом уровне. При исключении из рассмотрения единичных «аномальных» или «случайных» определений в распоряжении остается 4 комбинированных определения (Рис. 3): 1) полюс ранне-среднедевонского перемагничивания (D1-2) пород позднего докембрия – раннего палеозоя рек Лена и Нюя [8]; 2) полюс позднего девона – раннего карбона (D3-C1-I) по базитам и кимберлитам Вилюйско-Мархинского региона [3]; 3) полюс позднего девона – раннего карбона (D3-C1-II) по базитам эмяксинской свиты р.Вилюй [1]; 4) полюс ранней перми (P1) по гранитоидам Ангаро-Витимского батолита и перемагниченным породам рамы [9].

Как видно (Рис. 3), новые данные едва ли вносят ясность в распределение рассматриваемых полюсов и предполагают, по крайней мере, три варианта интерпретации в рамках разработки соответствующего сегмента КМП. Острейшей проблемой при разработке средне-позднепалеозойского сегмента КМП Сибирской платформы является, в первую очередь, наличие двух альтернативных полюсов для рубежа поздний девон – ранний карбон (и это уже неоднократно обсуждалось в публикациях), полученных по близковозрастным породам смежных регионов. Геологические данные, скорее теоретически, «позволяют» допустить временной разрыв, между этими определениями максимум в 10-15млн.лет, что (в случае если рассматриваемые палеомагнитные полюсы действительно фиксируют осевое дипольное поле девона-карбона), предполагает аномально высокие скорости перемещения платформы в раннем карбоне, при этом предполагается, что полюс D3-C1-I древнее D3-C1-II.

Итак, рассмотрим возможные варианты средне-позднепалеозойского сегмента КМП Сибири исходя из рассматриваемого набора полюсов (Рис. 3):

А) Наиболее простой вариант, в целом повторяющий кривую КМП Сибири, предложенную Коксом и Торсвиком (2007). Этот вариант подразумевает, что полюс D3-C1-II является «аномальным» (перемагничивание, значительный вклад недипольных составляющих, запись поля в процессе инверсии и т.п.), т.е., в конечном счете, не отражает положение оси вращения земли позднего девона – раннего карбона. Однако с этой позицией сложно согласиться – рассматриваемый полюс получен по нескольким удаленным обна-

жениям, отвечающим разным стратиграфическим уровням в объеме свиты, по доскладчатой и биполярной компоненте намагниченности.

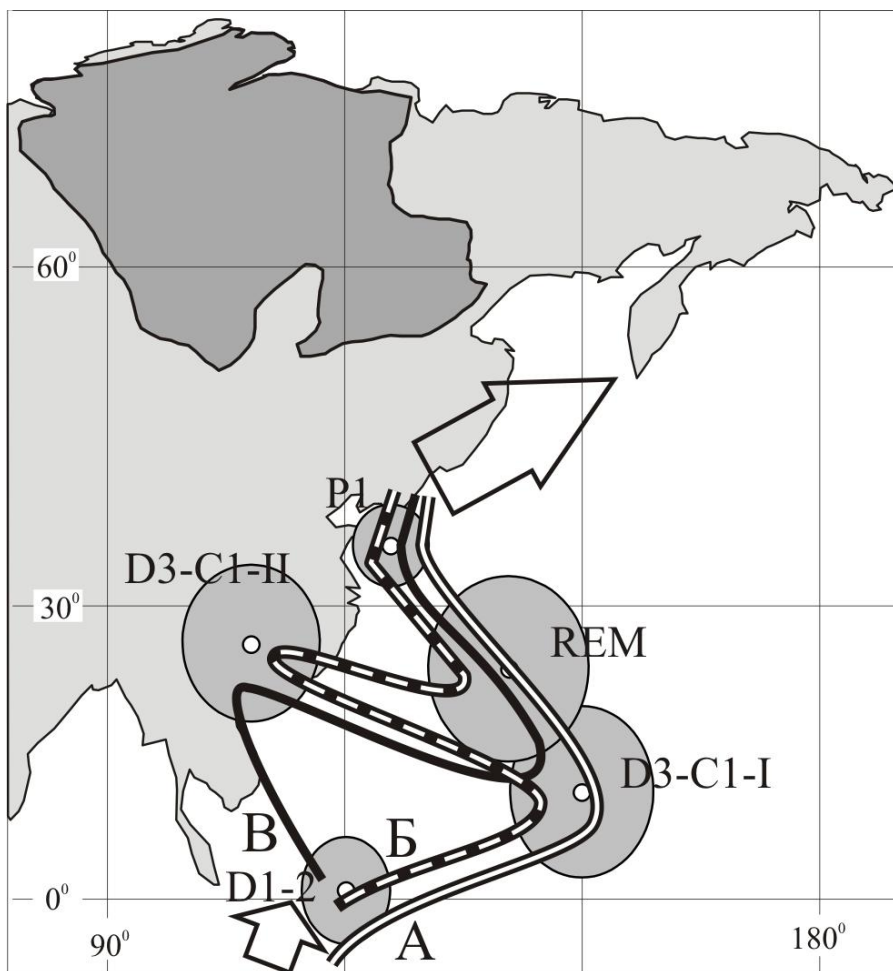


Рис. 3. Варианты средне- позднепалеозойского сегмента КМП Сибирской платформы, пояснения в тексте.

Б) «Компромиссный» вариант, подразумевающий первичность и соответствие центральному осевому диполю полюсов D3-C1-I и D3-C1-II. Кроме аномально высоких скоростей перемещения платформы в рассматриваемое время, предполагает очень сложный характер самого перемещения, с частым изменением направления вращения и широтного дрейфа.

В) Предполагает, что полюс D3-C1-I является результатом перемагничивания во время суперхрона Киамы, или представляет собой суперпозицию разнонаправленных и разновозрастных компонент намагниченности. Данное

определение получено по преимущественно обратномагнитным породам (за исключением единственного объекта р.Виллой, близкого к полюсу D3-C1-II) и находится в относительной близости от полюса перемагничивания REM. В тоже время, объекты, по которым получено данное определение, расположены в центральной части платформы, где тектонические события карбонового времени, которые могли бы привести к перемагничиванию пород, неизвестны. Предположение о том, что гипотетическое карбоновое перемагничивание, проявившееся в центре платформы, является следствием событий в Центрально-Азиатском складчатом поясе, также представляется маловероятным, в частности из-за отсутствия аналогичных метакронных компонент в породах нижнего палеозоя смежных регионов платформы. Альтернативный вариант «суперпозиция» представляется нам более вероятным. В Виллойско-Мархинском регионе, по которому получено определение D3-C1-I, достаточно широко распространены субвулканические тела пермо-триасовых траппов, причем направление траппового перемагничивания было зафиксировано авторами определения [3] и в позднедевонских кимберлитах. «Трапповая» метакронная компонента в кимберлитах, а также в части пермо-триасовых интрузий имеет отрицательные наклонения северо-западной четверти [3]. На (Рис. 1Б) видно, что «трапповое» направление (P-T), направление D3-C1-I (при расчете среднего были исключены объекты р.Виллой, направления которых, как отмечалось, близки к D3-C1-II) и направление современного магнитного поля региона (MF) лежат на дуге большого круга, причем таким образом, что D3-C1-I может рассматриваться как суперпозиция (P-T) и (MF) направлений. По нашему мнению, это объяснение представляется, по крайней мере, возможным и позволяет непротиворечиво связать рассматриваемые полюсы в единый тренд КМП.

В тоже время, предложенный паллиатив кардинально не решает проблему девонских направлений Сибири, в частности, в ряде платформенных девонских объектов, помимо «случайных» направлений, систематически встречаются направления, тяготеющие к раннепалеозойским [1, 2, 9], что невозможно объяснить в рамках гипотезы Центрального осевого диполя.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ, грант 11-05-00705.

1. Орлов С.Ю., Шаццлло А.В. Палеомагнитные данные по среднепалеозойским магматическим комплексам в составе аппаинской и эмьяксинской свит Ыгыгатиной впадины (Сибирская платформа) // в сб. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород, Борок, 2011, с.146-151.
2. Константинов К.М., Стегницкий Ю.Б. Позднесилурийская-раннедевонская естественная остаточная намагнитченность кимберлитов и траппов Якутской алмазоназной провинции // ДАН, 2012, том 442, № 3, с.394-400.
3. Kravchinsky V.A. et al. Palaeomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and palaeogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophys. J. Int. 2002, Vol.148, p.1-33.
4. Апарин В.П. Палеомагнитные зоны в разрезе верхнего девона Минусинского межгорного прогиба // Геология и Геофизика, 1966, №11, с.79-85.
5. Апарин В.П., Хузин М.З., Шипунов С.В. Палеомагнетизм верхнего девона Минусинского межгорного прогиба // Вестник ИрГТУ, №1 (37), 2009, с.6-10.

6. *Bachhadse, V., V.E. Pavlov, A.Y. Kazansky, and J.A. Tait (2000), Siluro-Devonian paleomagnetic results from the Tuva Terrane (southern Siberia, Russia): implications for the paleogeography of Siberia // Journal of Geophysical Research, 105(B6), 13509–13518.*
7. *Шаццло А.В. Палеомагнетизм девона Рыбинской впадины в решении проблем позднепалеозойской тектоники юга Сибири. Предварительные результаты. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып.б. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008, Т.2, с.154–156.*
8. *Шаццло А.В., Паверман В.И., Павлов В.Э. Среднепалеозойский участок кривой кажущейся миграции полюса Сибирской платформы: новые палеомагнитные данные по силуру Нюйско-Березовского фациального района // Физика Земли, 2007, №10, с.85–94.*
9. *Шаццло А.В., Федюкин И.В., Паверман В.И. Палеомагнетизм позднегерцинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и позднедокембрийских – палеозойских пород Байкало-Патомской складчатой области: геодинамические следствия // Геология и Геофизика, 2012 (в печати).*

Статистические свойства и эволюция во времени палеонапряжённости в кайнозое и мезозое

Щербаков В.П., Сычева Н.К.

ГО «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Некоузский район, Ярославская область

Одной из самых долгоживущих проблем геофизики является вопрос о возможности существования корреляции между палеонапряжённостью и частотой инверсий [1]. Как известно, полярность геомагнитного поля многократно менялась за время жизни Земли, и состояние наших знаний об этих изменениях суммировано в так называемых шкалах геомагнитной полярности [2–6], согласно которым длительные интервалы с высокой частотой инверсий поля (вплоть до 15 инверсий на миллион лет в средней юре) сменялись периодами длительностью до 40 млн. лет, когда инверсии практически отсутствовали, как это было в меловом и пермо-карбоневом суперхронах. Заключение разных авторов, сделанные из анализа имеющихся на то время определений палеонапряжённости, противоречат друг другу. Большаков и Солодовников [7], Prevot et.al. [8], Pick and Tauxe [9] и Valet [10] полагают, что палеополе во время мелового суперхрона было ниже современного, по крайней мере, в два раза и, и не находят экспериментальных свидетельств в пользу существования какой-либо связи между интенсивностью VDM и частотой инверсий. Напротив, Tauxe [11] и Tarduno [12] полагают, что значение поля в мелу было высоким и отстаивают гипотезу о существовании отрицательной корреляции между палеонапряжённостью и частотой инверсий. Shcherbakova et al. [13] поддержали эту гипотезу на основе сравнения данных по миоцену, мелу и средней юре, но отметили, что хотя корреляция и существует, но она не подтверждается на 95 % уровне доверия.

Результаты определений палеонапряжённости, опубликованные в литературе, заносятся в мировые базы данных (МБД)

(<http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html> (ГО «Борок» ИФЗ РАН), <http://earth.liv.ac.uk/IAGA/> (A. Biggin)). Отметим, что МБД включают все известные в литературе определения VDM, полученные на изверженных и обожжённых породах разными методами, с различной степенью достоверности. Со времени выхода компиляций число записей в базе увеличилось от 3700 до 4287 (из них 4056 записей, содержащих определения VDM). В данной работе мы снова попытаемся проанализировать проблему существования корреляции между палеонапряжённостью и частотой инверсий, опираясь на данные, содержащиеся в МБД и используя два варианта селекции. По «мягкому» варианту, для увеличения статистики, хотя и за счёт строгости отбора, мы брали все значения виртуального дипольного момента (VDM), рассчитанного по величине палеонапряжённости, полученной по методам Телье и Шоу. По «жесткому» варианту требовалось выполнение внутренней сходимости результатов, когда для расчёта VDM по данному сайту использовалось не меньше трёх образцов, и ошибка определения VDM не превышала 15%. В дополнение к этому, добавлялось требование присутствия процедуры “check-points” при выполнении экспериментов Телье.

Плотность числа определений VDM крайне неравномерна во времени, и подавляющее большинство их (3823 определения VDM) сделано в фанерозое, а точнее, в последние 200 млн. лет (3143 определения, или 82.2% всех определений VDM в фанерозое), а на весь остальной интервал времени (докембрий) приходится всего 233 определения. Имея в виду, что исследование статистических характеристик интенсивности палеополя требует хоть какой-то минимальной плотности данных, этим интервалом времени (200 млн. лет) мы и ограничимся в дальнейшем при анализе характеристик палеополя.

Сводная картина поведения VDM за последние 200 млн. лет по данным, полученными методами Телье с применением критериев отбора по «жесткому» варианту, приведена на Рис. 1. На врезке представлен график частоты инверсий ν (то есть числа инверсий в миллион лет), из которого видно, что, начиная с мелового суперхрона (CNS, 84-123 млн. лет тому назад), наблюдается постепенный рост ν [13]. Этот рост как будто прекратился в миоцене \approx 5-10 млн. лет тому назад (вставка к Рис. 1), но определённо утверждать это нельзя ввиду недостаточной длины временного интервала, прошедшего с тех пор.

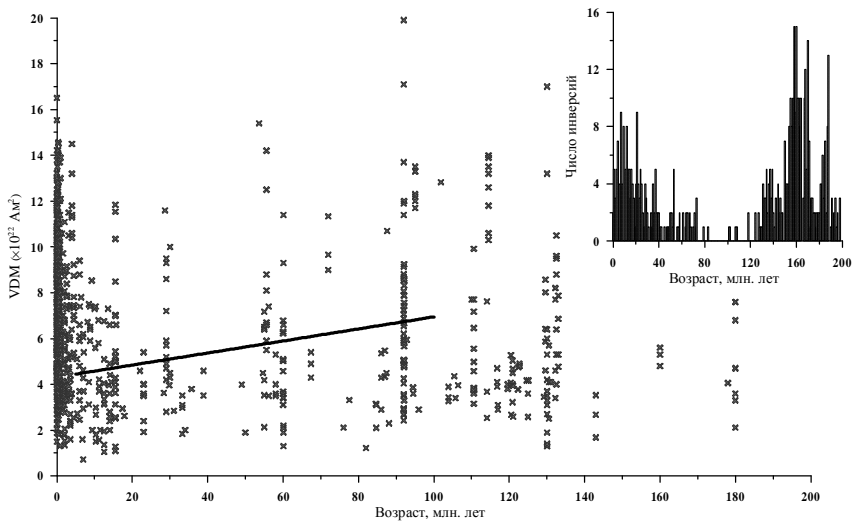


Рис. 1. Изменение VDM в интервале (0-200) млн. лет по данным, удовлетворяющим «жестким» критериям отбора. Сплошная прямая линия соответствует линии линейной регрессии на интервале 5-100 млн. лет. На врезке представлена частота инверсий.

Сплошная прямая линия на этом рисунке представляет собой линию линейной регрессии на интервале 5-100 млн. лет, то есть там, где наблюдается упомянутый рост частоты инверсий. Из рисунка чётко видна тенденция к спаду интенсивности VDM со средней величины $\mu \approx 7$ в верхней части суперхрона до $\mu \approx 4.5$ в миоцене, хотя коэффициент корреляции этой регрессии невысок, всего ≈ 0.28 . Здесь и далее геомагнитный момент измеряется в единицах 10^{22} Ам^2 . Таким образом, непосредственное сравнение поведения частоты инверсий и интенсивности палеополя как будто свидетельствует в пользу гипотезы о существовании долговременной отрицательной корреляции между ними.

Как видно из Рис. 1, наполнение временного ряда по VDM очень неравномерно по плотности, что существенно затрудняет получение корректных статистических оценок. Фактически характер линейного тренда на Рис. 1 диктуется, главным образом, кластерами данных в миоцене и олигоцене, в области возрастов 50-60 млн. лет (эоцен) и во второй половине мелового суперхрона, то есть 85-100 млн. лет тому назад.

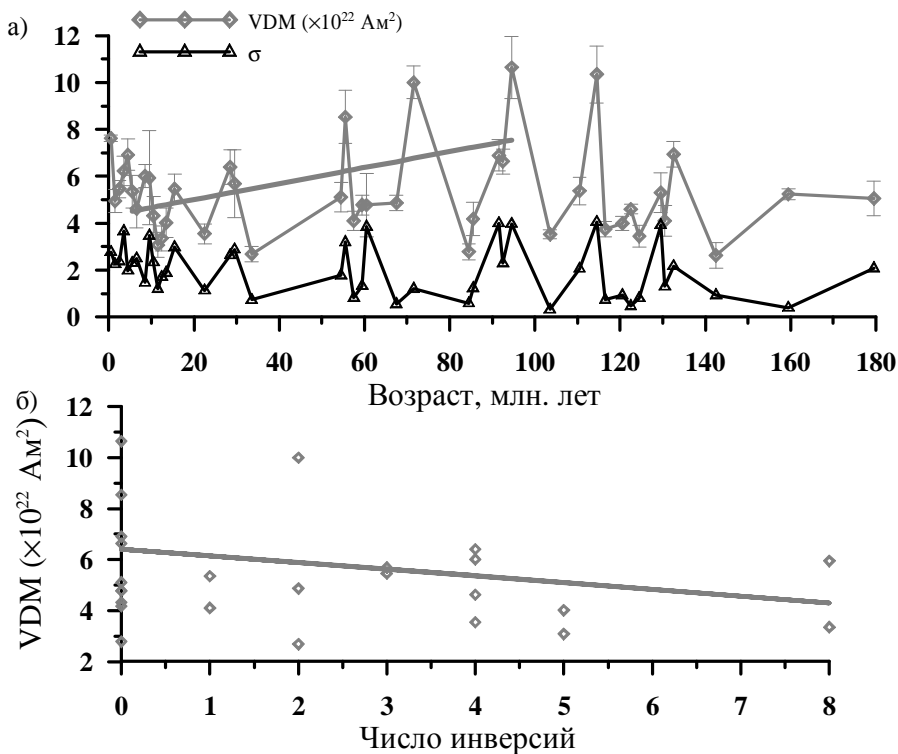


Рис. 2. (а) Средняя величина и дисперсия VDM как функция времени при усреднении по окнам в 1 млн. лет по данным, полученным методом Телье с учетом критериев отбора. (б) Средняя интенсивность VDM как функция числа инверсий на интервале времени 5-100 млн. лет при усреднении по окнам в 1 млн. лет по данным, полученным методом Телье с учетом критериев отбора. Сплошная линия на этих рисунках отображает линию взвешенной линейной регрессии.

По этой причине, а также для возможности непосредственного сравнения с данными по частоте инверсий, мы провели усреднение данных по VDM по окнам в 1 и 10 млн. лет (Рис. 2, усреднение по окнам в 1 млн. лет). Как видно, и при таком способе представления данных сохраняется тренд спада интенсивности средней величины $VDM = \mu$ при движении от CNS к настоящему времени, отмеченный на Рис. 1. Одновременно вычислялась также и выборочная дисперсия σ^2 в каждом из этих интервалов. Подчеркнём, что ввиду её непостоянства по интервалам усреднения, линейная регрессия случайной величины μ рассчитывалась по методу наименьших квадратов, с учётом веса каждого интервала $e_i = \frac{S_1^2}{S_i^2}$. Для проверки значимости функции линейной

регрессии применялся F -критерий (или критерий Фишера).

Статистическая оценка реальности спада средней величины VDM при приближении к настоящему времени показала, что линия регрессии значима,

и линейный член регрессии не равен нулю с уровнем доверия 94% и 76%, при усреднении по окнам в 1 и 10 млн. лет, соответственно, а коэффициент корреляции $R = 0.53$ в обоих случаях. Аналогично рассчитывалась непосредственная корреляция между средней VDM и частотой инверсий (Рис. 2б). Результаты расчёта показали, что для окон усреднения в 1 и 10 млн. лет, с учетом веса каждого интервала, коэффициент корреляции $R = -0.33$ и $R = -0.45$, а линия регрессии по F -критерию значима с уровнем доверия 70% и 64% соответственно.

Помимо спада средней VDM, на Рис. 2 прослеживается неплохая корреляция между μ и s . Коэффициенты корреляции в этом случае равны 0.61 и 0.70 при усреднении по окнам в 1 и 10 млн. лет, соответственно, с очень высоким уровнем доверия $> 99\%$. Гипотеза в пользу наличия корреляции между средней величиной и дисперсией VDM уже высказывалась ранее в работах [15, 13] на основании рассмотрения некоторого ограниченного ряда данных по палеонапряжённости. Факт столь сильной корреляции между средней величиной и дисперсией указывает на то, что ф.р. $f(VDM)$ является негауссовой, о чём непосредственно свидетельствуют и гистограммы величин VDM.

С точки зрения глобальных геофизических процессов, связь между интенсивностью VDM и частотой инверсий ν может быть обусловлена медленно меняющимися во времени характеристиками режима работы геодинамо. Вместе с тем, интересно рассмотреть вопрос о том, может ли длительность интервала постоянной полярности непосредственно влиять на среднюю интенсивность геомагнитного поля, наблюдаемую в этом интервале, при условии, что режим работы геодинамо остаётся приблизительно постоянным. Поскольку средняя длина интервала $L \approx 1/\nu$, то ясно, что при анализе этого вопроса необходимо сравнивать только относительно близлежащие интервалы, с приблизительно одинаковой частотой инверсий. Для первоначального анализа были отобраны определения VDM по интервалам постоянной полярности, которые удовлетворяли следующим критериям. Возраст пород, включая ошибку определения, не должен выходить за пределы полярного интервала более чем на 15%. Объявленная авторами полярность должна соответствовать полярности интервала, в том случае, если сведения о полярности авторами не указаны, принималось, что полярность соответствует полярности интервала. При этом отбрасывались записи с противоположной данному интервалу полярностью, а также в случае, когда авторами была указана переходная полярность. В дополнение к методу Телье, для улучшения статистики, привлекались также данные, полученные методом Шоу. В итоге было проанализировано 32 интервала общей продолжительностью 115 млн. лет, результаты представлены в графическом виде на Рис. 3, из которого видно, что на всём исследуемом интервале в 180 млн. лет не наблюдается заметной тенденции к росту средней величины VDM с увеличением длины интервала: коэффициент корреляции $R = -0.07$ для определений VDM, полученных методами Телье и Шоу, и $R = 0.29$ по данным, полученным методом Телье с учетом критериев отбора. Если же рассмотреть интервал времени до 30 млн. лет, где частота инверсий в среднем не менее, чем 4 инверсии на миллион

лет, и режим работы геодинамо остаётся приблизительно постоянным, то там также наблюдается низкий и статистически незначимый ($p < 0.01$) коэффициент корреляции $R = -0.07$ (вставка к Рис. 3). Таким образом, имеющиеся данные говорят о высокой вероятности ($p > 0.99$) отсутствия корреляции между средней величиной VDM и длиной интервала постоянной полярности. В то же время, между средней величиной и дисперсией VDM, напротив, видна достаточно сильная корреляция (Рис. 3б), $R \approx 0.62$ и $R \approx 0.51$ по данным, полученным методами Телье и Шоу и методом Телье с учетом критериев отбора, соответственно. Уровень доверительной вероятности в обоих случаях $p > 0.99$, как и ожидалось в полном соответствии с тем, что декларировалось выше.

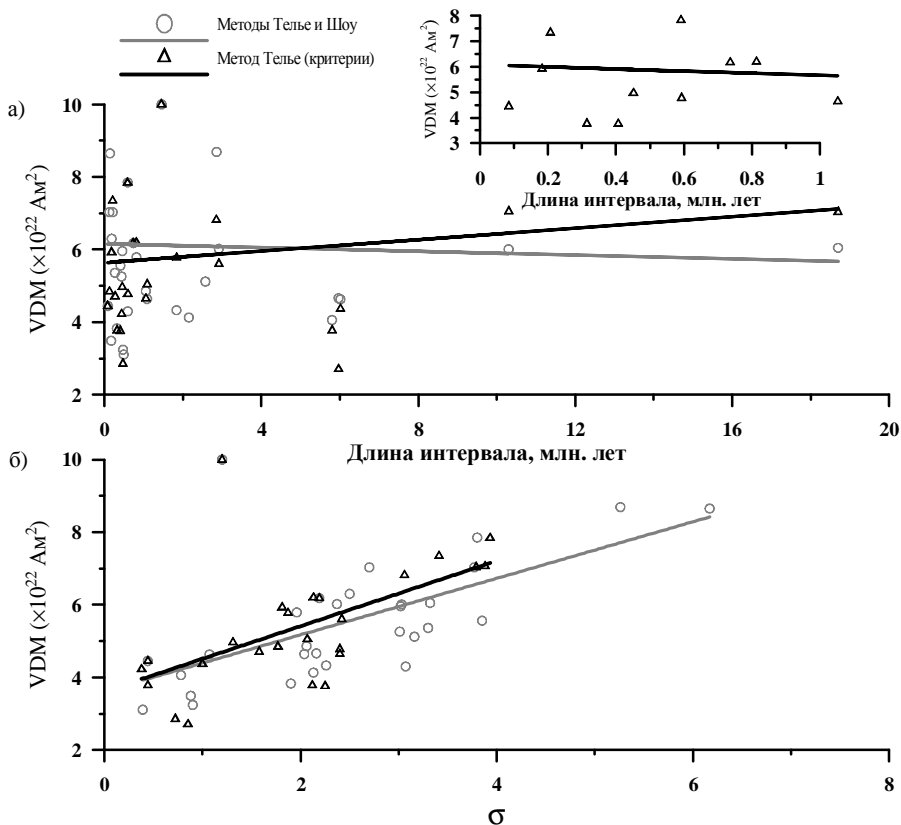


Рис. 3. (а) Зависимость среднего значения VDM от длины интервала. Кружки - методы Телье и Шоу, треугольники - метод Телье с учетом критериев отбора. Сплошные линии изображают взвешенную линейную регрессию данных по VDM. На врезке отображена зависимость среднего значения VDM от длины интервала для определения VDM, полученных методом Телье с учетом критериев отбора для интервала времени 0.781-29 млн. лет. (б) зависимость между средней величиной и дисперсией VDM, обозначения те же.

Все имеющиеся на настоящее время данные о поведении величины VDM на геологических масштабах времени говорят о том, что её изменения во времени носят случайный характер и должны описываться как некоторый случайный процесс, статистические характеристики которого мы и пытались выше отразить. Ясно, что исследование только самых первичных статистических характеристик, таких как средняя величина и дисперсия VDM, далеко недостаточно для удовлетворительного описания свойств случайного процесса. В качестве следующего шага в этом направлении, мы построили гистограммы величин VDM по ряду интервалов, ограничившись условием, что в интервале должно быть, по меньшей мере, 15 определений. В результате было отобрано 10 пригодных для анализа интервалов для данных, полученных по методам Телье и Шоу и 5 интервалов, пригодных для анализа данных, отобранных с применением критериев отбора (табл., примеры гистограмм распределения VDM приведены на Рис. 4). Целью этих построений было оценить, какая ф.р. $f(VDM)$, взятая из стандартного набора нормального, логнормального и гамма распределений, лучше описывает полученный набор данных. Как видно, гистограммы на Рис. 4 имеют ярко выраженную асимметрию распределения величин в сторону больших VDM, что подтверждается и значительной положительной величиной коэффициента асимметрии, рассчитанного по этим гистограммам (табл.). Отметим, что ряд гистограмм (особенно это касается данных, отобранных по жёсткому варианту) характеризуются изрезанным и немонотонным видом, что, по-видимому, свидетельствует о большой неоднородности данных. Асимметрия распределения величин VDM очевидным образом связана с отмеченным выше фактом корреляции между m и s . В свою очередь, последнее обстоятельство недвусмысленно говорит о негауссовости распределения величин VDM. Для конкретизации этого положения проведены количественные оценки справедливости гипотез о принадлежности распределения величин VDM интервалов одной полярности одному из трех видов распределений – гамма-распределению, логнормальному и нормальному с использованием для статистической оценки критериев Пирсона и Колмогорова-Смирнова. На рассматриваемом временном отрезке 5-100 млн. лет наилучшее согласие с имеющимися на настоящий момент экспериментальными данными на настоящий момент даёт гамма-распределение (табл.), при этом важно отметить, что зависимости λ (параметра масштаба) и k (параметра формы) от длины интервала и возраста хрона не обнаружено. Вместе с тем, что также ожидаемо, имеется сильная корреляция непосредственно между параметрами распределения λ и k .

Таблица. Статистические характеристики гамма-распределения и логнормального распределения для величин VDM интервалов одной полярности.

Хрон	Определения VDM, полученные методами Телье и Шоу								Коэффициент асимметрии
	N	VDM, $\times 10^{22}$ Ам ²	Гамма-распределение				Логнорм. распределение		
			k	λ	p_c	p_K	p_c	p_K	
C1r.1r	51	7.03	2.8	0.37	0.95	1	0.75	0.94	0.40
C1r.3r	21	4.3	2.08	0.43	0.22	0.78	0.38	0.90	2.07
C2r.1r	42	6.3	3.65	0.52	0.86	0.98	0.65	0.99	0.30
C2r.2r	18	5.26	2.55	0.46	0.83	1	0.83	1	0.70
C2Ar	63	7.85	4.27	0.54	0.91	1	0.75	1	0.27
C24r	26	8.69	2.32	0.26	0.50	0.99	0.52	0.99	1.51
C26r	43	6.02	5.3	0.89	0.75	0.99	0.66	0.98	0.66
C30n	51	4.33	3.33	0.76	0.98	1	0.88	0.98	1.09
C34n	152	4.66	3.32	0.55	0.61	1	0.33	0.87	1.36
(C34n)	71	6.01	3.94	0.66	0.19	0.98	0.24	0.76	1.19
Определения VDM, полученные методом Телье (критерии отбора)									
C1r.1r	19	7.35	3.97	0.5	0.98	1	0.96	0.99	0.17
C2Ar	16	7.84	3.97	0.51	0.11	0.99	0.1	0.98	0.29
C24r	16	6.82	4.96	0.73	0.61	1	0.72	1	1.12
C34n	73	7.04	3.26	0.47	0.95	1	0.50	1	1.04
(C34n)	29	7.06	3.31	0.46	0.02	0.81	0.01	0.7	0.63

Прим.: N – число определений VDM, отобранных для анализа, λ – параметр масштаба, k – параметр формы гамма-распределения, p_c p_K – доверительная вероятность справедливости выдвинутой гипотезы, рассчитанная по критерию Пирсона и критерию Колмогорова, соответственно. Жирным шрифтом отмечена максимальная доверительная вероятность по исследуемому интервалу, рассчитанная по критерию Пирсона. Последняя колонка в таблице даёт численную меру асимметрии, выраженную через коэффициент асимметрии $a = M_3/S^3$, где M_3 - третий центральный момент $f(VDM)$.

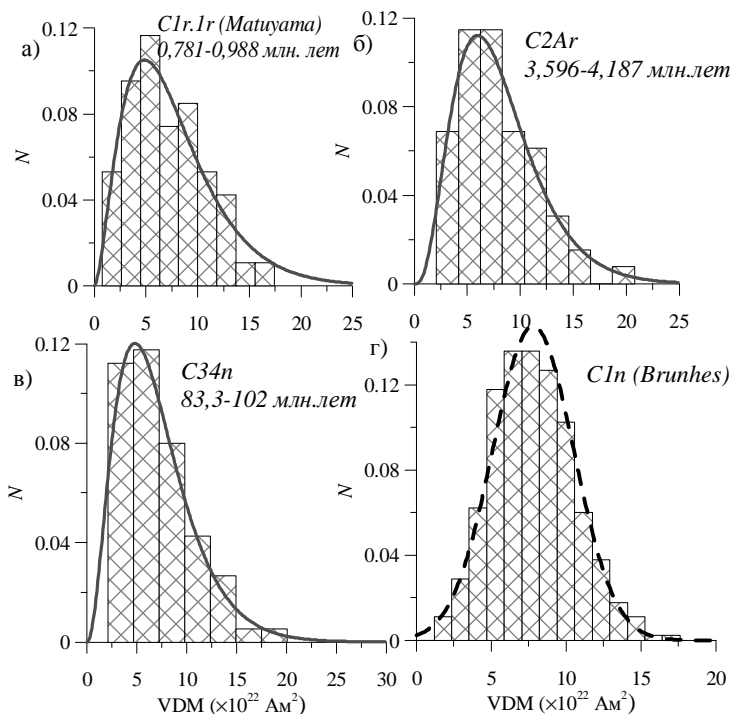


Рис. 4. Гистограммы распределения VDM для интервалов одной полярности: а), б) полученных методами Телье и Шоу, в), г) полученных методом Телье с учетом критериев отбора. Для интервалов а), б), в) распределение VDM описывается гамма-распределением с уровнем значимости $\alpha \leq 0.1$, (т.е. на 90% уровне доверия). Сплошная линия – гамма-распределение, пунктир – нормальное распределение.

В предыдущих разделах были исключены из рассмотрения данные, относящиеся к современной эпохе Брюнеса. Одной из причин этого является то, что она ещё не закончена, и вопрос о том, когда произойдет следующая инверсия геомагнитного поля, остается открытым. Другой причиной, по которой эпоху Брюнеса лучше рассматривать отдельно, является то, что она содержит намного больше данных, что позволяет выполнить более детальное исследование. Для статистического анализа были отобраны определения VDM, полученные методом Телье с учетом критериев отбора. При этом отбрасывались записи со смешанной полярностью (transition), соответствующих, по-видимому, интервалам нестабильного поля (ивенты и экскурсы), в итоге для эпохи Брюнес была получена выборка из 383 определений VDM. Гистограмма распределения VDM для эпохи Брюнеса приведена на Рис. 4г. В противоположность тому, что наблюдается для более древних периодов, для эпохи Брюнеса функция распределения величины VDM по данным для вулканогенных пород с вероятностью 82% описывается нормальным распределением. Доверительная вероятность гамма- и логнормального распределений в данном случае пренебрежимо мала.

Выводы:

1. На основе детального анализа данных об интенсивности геомагнитного диполя и частоте инверсий, представленных в современных МБД, приведены аргументы в пользу справедливости гипотезы о существовании отрицательной корреляции между средней величиной VDM и частотой инверсий на интервале времени 5-100 млн. лет тому назад. Однако, статистический уровень доверия этой гипотезы составляет только 60-70%, что значительно ниже 95% - стандартного требования к величине уровня доверия для того, чтобы гипотеза считалась статистически достоверной.

2. На высоком уровне доверия, превышающем 99%, подтверждено наличие положительной корреляции между средней величиной и дисперсией VDM для ряда интервалов постоянной полярности в кайнозойе и мезозойе. Это наблюдение означает, что ф.р. величин VDM на этих интервалах времени заведомо негауссова и описывается скорее гамма или логнормальным распределениями, имеющими значительный коэффициент асимметрии $a > 0$.

3. Вместе с тем, данные по продолжающейся в настоящее время эпохе Брюнеса выпадают из закономерностей, отмеченных в пунктах 1 и 2. Особенностью этого периода, по сравнению с предыдущими, является относительно высокое значение средней VDM ($\mu=7.8$). Действительно, если ограничиться данными, прошедшими критерии отбора, то всего лишь 2 интервала за пределами эпохи Брюнеса имеют среднюю VDM, превышающую таковую в эпоху Брюнеса, но статистика по этим интервалам оставляет желать много лучшего (табл.). Кроме этого, ф.р. $f(VDM)$ для этого периода, в отличие от более древних, описывается скорее нормальным распределением и имеет малый коэффициент асимметрии $a = 0.25$. Очевидно, что вопрос о том, чем объясняется эта разница в данных по эпохе Брюнеса и более древним эпохам, требует настоящего исследования. К сожалению, на данном этапе наших знаний нельзя сказать, является ли это различие артефактом, связанным с систематическими ошибками в эмпирических данных, или же это реальное свойство поведения геомагнитного поля.

Особо подчеркнём, что выводы, сделанные в этой работе, нельзя считать окончательными, какова бы ни была их формальная статистическая оценка степени доверия, поскольку, во-первых, данные по палеонапряжённости могут иметь свою собственную внутреннюю ошибку определения, которую пока что мы не в состоянии учесть, во-вторых, временной ряд этих данных можно охарактеризовать как «плохой» с точки зрения возможности корректного статистического анализа в силу его большой неоднородности по плотности данных и имеющихся в нём значительных пропусков.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №12-05-00288.

1. Cox, A. 1968. Lengths of geomagnetic polarity intervals, J. Geophys. Res., 73(10), 3247–3260, doi:10.1029/JB073i010p03247.
2. Палеомагнитология. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Коммисарова Р.А. и др. Л.: Недра. 1982. 321 с.

3. *Cande, S.C. and D.V. Kent.* Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic: Table of ages for Cande and Kent GPTS // *J. Geophys. Res.*, 100, 6,093-6,095, 1995.
4. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., et al.* A Geologic Time Scale 2004 // Cambridge University Press. 2004. 589 pp.
5. *Ogg, J.G., G. Ogg, and F.M. Gradstein.* The Concise Geologic Time scale // Cambridge University Press. 2008. 150 pp.
6. *Молостовский Э.А., Печерский Д.М., Фролов И.Ю.* Магнитохроностратиграфическая шкала фанерозоя и ее описание с помощью кумулятивной функции распределения // *Физика Земли.* 2007. №10. Стр. 15-23.
7. *Большаков А.С., Солодовников Г.М.* Напряжённость геомагнитного поля в последние 400 миллионов лет // *ДАН СССР.* 1981. Т.260. №6. С. 1340-1343.
8. *Prévot, M., Derder, M.E.-M., McWilliams, M. & Thompson, J.* 1990. Intensity of the Earth's magnetic field: Evidence for a Mesozoic dipole low, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 97(1-2), 129–139, doi:10.1016/0012-821x(90)90104-6.
9. *Pick T., Tauxe L.* Geomagnetic paleointensities during the Cretaceous normal superchron measured using submarine basaltic glass // *Nature.* 1993. V. 366. P. 238-242.
10. *Valet, J.-P.* 2003. Time variations in geomagnetic intensity, *Rev. Geophys.*, 41(1), 1004, doi:10.1029/2001rg000104.
11. *Tauxe, L.* 2006. Long-term trends in paleointensity: The contribution of DSDP/ODP submarine basaltic glass collections, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 156(3-4), 223–241, doi:10.1016/j.pepi.2005.03.022.
12. *Tarduno, J.A., Cottrell, R.D. & Smirnov, A.V.* 2006. The paleomagnetism of single silicate crystals: Recording geomagnetic field strength during mixed polarity intervals, superchrons, and inner core growth, *Rev. Geophys.*, 44(1), RG1002, doi:10.1029/2005rg000189.
13. *Shcherbakova V.V., Bakhmutov V.G., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V. and Shpyra V.V.* Palaeointensity and palaeomagnetic study of Cretaceous and Palaeocene rocks from Western Antarctica // *Geophys. J. Int.* 2012. N 189. P. 204–228. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05357.x
14. *Merrill, Ronald T.* The magnetic field of the Earth : paleomagnetism, the core, and the deep mantle. By Ronald T. Merrill, Michael W. McElhinny, Phillip L. McFadden. Academic Press. International Geophysics Series. 1996. V. 63. 531 p.
15. *Constable, C.G., Parker, R.L.* Smoothing, splines and smoothing splines: their application in geomagnetism. // *J. Comput. Phys.* 1988. V. 78. P. 493–508.

Об оценке вариаций палеонапряжённости на границе пермь-триас (по сибирским траппам двух районов), в миоцене и в эпоху Брюнеса

Щербакова В.В.¹, Жидков Г.В.¹, Латышев А.В.², Щербаков В.П.¹

¹ ГО «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Некоузский район, Ярославская область

² Институт физики Земли РАН, Москва

Описание объекта исследований В силу своих геологических и петромагнитных характеристик, Сибирская трапповая провинция представляет собой исключительно перспективный полигон для решения многих важных задач палеомагнитологии. Трапповые разрезы, как правило, сложены многочисленными потоками, их число достигает сорока и более на разных объек-

тах. При этом, согласно имеющимся определениям абсолютного возраста для разных частей разрезов [1], процесс формирования траппов происходил в течение короткого временного периода порядка одного миллиона лет около 250 млн. лет назад. Если породы, слагающие эти разрезы, несут сохранившуюся первичную запись поведения палеополя, существовавшего в процессе формирования траппов, то изучение их естественной остаточной намагниченности (NRM) даёт уникальную возможность построить достаточно подробную развёртку поведения палеонаправлений и палеонапряжённости на отрезке времени в миллион лет на рубеже перми и триаса. Такого рода данные имеют принципиальное значение для понимания эволюции геомагнитного поля и развития теории геодинамо.

Но есть и другие причины для пристального изучения траппов. С процессом формирования сибирских траппов, когда излились огромные объёмы базальтов (2–5 млн. км³), связывают экологическую катастрофу, когда на границе перми и триаса произошло массовое вымирание около 90 процентов живых существ, населявших к тому времени нашу планету [2, 3]. В настоящее время развивается гипотеза пульсов, согласно которой извержения огромных объёмов траппового вулканического материала происходили пульсами, в течение относительно коротких промежутков времени, т.е. внутри более узких временных рамок, чем те, которые реально позволяют устанавливать современные изотопные методы определения возраста. Такие вспышки вулканической гиперактивности и могли вызвать катастрофические изменения климата и биосферы, приведшие к экологической катастрофе. Эту гипотезу поддерживают результаты последних исследований траппов Декана [4].

В сибирской трапповой провинции различают несколько районов: Норильский, Маймеч-Котуйский, Путоранский, Тунгусский и др. На породах Норильского разреза ранее уже проводились палеомагнитные исследования и определения палеонапряжённости [5, 6, 7]. Следующим объектом изучения стали трапповые разрезы Маймеч-Котуйского района. Силами сотрудников лаборатории Главного геомагнитного поля ИФЗ РАН и геологического факультета МГУ сделан подробный отбор коллекции пород Арыджангской и Онкучакской свит этого разреза. Павлов и др. [8] использовали результаты по палеонаправлениям, полученные по Маймеч-Котуйскому разрезу, а также аналогичные данные по Норильскому разрезу, опубликованные ранее [6], для тестирования гипотезы пульсов. Результаты анализа позволяют выделить в обоих разрезах дирекционные группы (пульсы и единичные направления) и оценить общую длительность собственно эруптивной деятельности.

Продолжением этих исследований было определение палеонапряжённости ($H_{др}$) на коллекции образцов, отобранных из Онкучакской свиты Маймеч-Котуйского района. Предварительные данные, полученные по рекогносцировочной коллекции, были опубликованы нами ранее [9]. Ниже представлены результаты определения палеонапряжённости ($H_{др}$) и посчитанных по пульсам соответствующих значений виртуального дипольного момента (VDM), полученные по расширенной коллекции образцов из Онкучакской

свиты, а также сравнительный анализ данных поведения VDM по разрезу для Онкучакской свиты и Норильского разреза с точки зрения тестирования гипотезы пульсов.

Описание объекта исследований 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 Маймеч, Котуй и их притоков. Для этих свит имеются абсолютные определения возраста U-Pb методом по перовскиту для самой нижней и самой верхней частей разреза [1]. Согласно этим результатам, возраст и длительность накопления маймеч-котуйских вулканических свит ограничены двумя датировками: 251.7 ± 0.4 и 251 ± 0.3 Ма.

Онкучакская свита – нижняя часть коготокской серии, с несогласием залегающая на туфах правобоярской свиты в долине реки Маймеч и на лавках арыджангской свиты в долине реки Котуй. Наиболее полный разрез онкучакской свиты в долине реки Котуй расположен в 10 км ниже пос. Каяк в ущелье «Труба». Здесь на правом берегу реки обнажаются 42 лавовых потока общей мощностью около 360 м (с пачкой туфов мощностью ~ 20 м между потоками 3 и 4). В урочище «Труба» было произведено опробование непрерывной последовательности всех 42 потоков онкучакской свиты. Из каждого потока отбирались от 8 до 20 образцов.

Компонентный анализ природной остаточной намагниченности показал, что от NRM большинства образцов онкучакской свиты имеет слабую низкотемпературную компоненту с направлением, близким направлению современного поля. Она легко удаляется нагревами до $100-150^\circ\text{C}$, после чего остается единственная компонента намагниченности (характеристическая, ChRM), которая разрушается в температурном интервале $200-600^\circ\text{C}$. По результатам палеомагнитных исследований онкучакской свиты (урочище Труба) оказалось возможным получить палеомагнитные направления для 32 потоков и объединить их в отдельные дирекционные группы, т.е. выделить несколько пульсов и единичных палеонаправлений. Подробное изложение результатов палеомагнитных исследований дано в работе [8].

Для определения палеонапряжённости были отобраны обрезки образцов из потоков, для которых были получены надёжные палеонаправления, т.е. породы с хорошей записью геомагнитного палеополя. Всего в коллекции было 146 неориентированных обрезков штуфов из потоков 16-42. Они распиливались на сантиметровые кубики (6-8 штук), с которыми велись следующие эксперименты по изучению магнитных и термомагнитных свойств пород и определению $H_{др}$. Подробное описание комплекса экспериментов и обработки результатов, обычно выполняемого при этом в нашей лаборатории, дано в [10].

Описание эксперимента 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}°C, нагревы выполнялись во внешнем

магнитном поле 450 мТ на магнитных весах конструкции Виноградова Ю.К. 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 Дзэ: M_{rs}/M_s против H_{cr}/H_c .

Основным методом определения палеонапряжённости была процедура Телье-Коэ [Thellier, Thellier, 1959; Сое, 1967] с выполнением проверочных нагревов до более низких температур (процедура “*pTRM-check*”) после каждого двух температурных циклов. Лабораторное поле при создании лабораторных рTRM $H_{\text{лаб}} = 20$ мкТл, в отдельных случаях, для дополнительной проверки результатов, величина поля менялась на 10 мкТл или 50 мкТл. Для повышения статистики в опытах по определению $H_{\text{др}}$ использовались несколько кубиков, выпиленных из одного штуфа, данные по ним рассматривались как независимые.

Терромагнитные свойства пород, оценка доменной структуры Значения характеристических параметров M_{rs}/M_s , H_{cr}/H_c образцов меняются в пределах 0.1-0.4 и 1.5-3, соответственно, что указывает на однодоменный или малый псевдооднодоменный размер зёрен - носителей остаточной намагниченности. Напомним, что для магнетита у однодоменных зёрен – $M_{rs}/M_s \geq 0.5$, $H_{cr}/H_c \approx 1$ и у многодоменных $M_{rs}/M_s \leq 0.05$, $H_{cr}/H_c \geq 4$.

По терромагнитным свойствам изученные образцы распадаются на две группы. Большая часть из них имеют низкие температуры Кюри $\sim (350-400)$ °С. Основным ферромагнитным минералом этих пород является титаномагнетит с $T_c \approx 300-400$ °С. У основной массы образцов проявляется очень похожее поведение кривых $M_{si}(T)$: при увеличении температуры T_1 последовательных нагревов наблюдается незначительное понижение величины M_{si} в интервале температур (250-300)°С – (400-500)°С и рост M_{si} при дальнейших нагревах до (350-400)°С и выше (Рис. 1а).

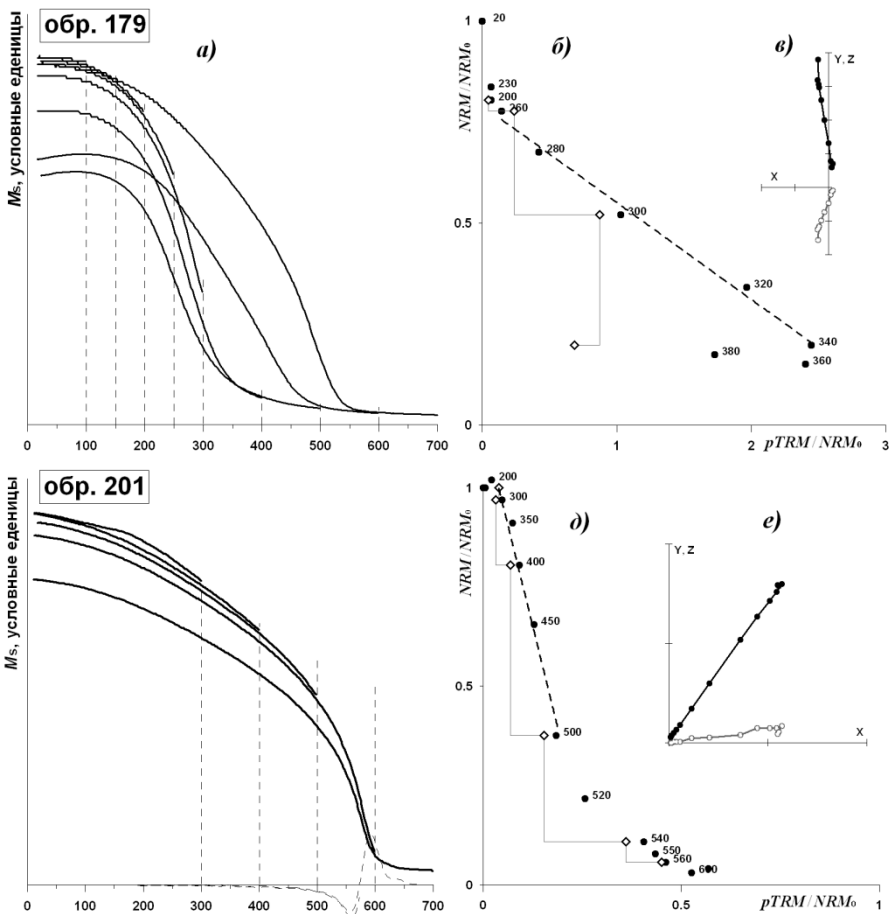


Рис. 1. Термоквивы $M_{si}(T)$ (а, г), диаграммы Арай-Нагата (б, д), диаграммы Зийдервельда (в, е).

Типичные кривые $M_{si}(T)$, диаграммы Арай-Нагата и Зийдервельда для этой группы образцов показаны на Рис. 1, а, б, в (образец 179). Химические изменения, которые у этого образца прослеживаются по кривым $M_{si}(T)$, отражаются и на диаграммах Арай-Нагата. Так, на Рис. 1б видно, что, после нагрева образца до 340 °С и следующего проверочного нагрева до 300 °С, полученная “check-point” 300 °С заметно сдвинулась влево от первичной точки. Это означает, что в интервале (300-340) °С в породе произошли химические изменения, в результате которых вновь созданная $pTRM-check(300-T_0)$ по величине заметно меньше первичной $pTRM(300-T_0)$. Характеристические точки на этой диаграмме, соответствующие парным нагревам до более высоких температур (380-400-420) уходят влево, что говорит о том, что вновь образовавшийся ферромагнетик имеет более высокие температуры Кюри, и в ин-

тервале 360-420°C мало участвует в приобретении соответствующих *pTRM*. 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. Основное количество температурных циклов приходилось на низкотемпературный интервал с шагом 5-10 °C.

Исключением, с точки зрения температурного поведения $M_{si}(T)$, оказались породы потока 21-1 (№№199-205) и несколько образцов из других потоков (Рис. 1г): кривые выпуклые, характерные для магнетита, мало меняются от нагрева к нагреву вплоть до 500 °C. Такого типа породы, вообще говоря, предпочтительны для экспериментов по определению палеонапряжённости. К сожалению, после сравнительного анализа диаграмм Араи-Нагата и Зийдервельда этих образцов, построенных по результатам процедуры Телье, они были отброшены. Соображения для этого были следующие. Действительно, судя по кривым $M_{si}(T)$ (Рис. 1г), образец 202 стабилен к нагревам вплоть до 500-550°C, и только выше этих температур M_s у него несколько понизилась. Отсутствие химических изменений вплоть до высоких температур прослеживается и на диаграмме Араи-Нагата: точки «*pTRM-check*» находятся в непосредственной близости к положению первичных *pTRM*. На диаграмме Зийдервельда (Рис. 1е) направление вектора NRM не меняется: диаграмма представляет практически прямую линию, начиная от 200°C и вплоть до 580°C. Но при этом диаграмма Араи-Нагата (Рис. 1д) представляет собой вогнутую линию с явным перегибом в области температур (500-520)°C. Оценка $H_{др}$ по низко- и высокотемпературному интервалам даёт очень разные значения: $H_{др}(200-500)^\circ\text{C} = 128$ мкТл и $H_{др}(520-600)^\circ\text{C} = 7.4$ мкТл. Однозначного объяснения такого типа кривых Араи-Нагата у нас нет. Следуя [11], можно предположить, что это связано с присутствием в образце первичных напряжений. Другое возможное объяснение – что в таких случаях NRM является по своей природе химической, а не термоостаточной. При анализе такие образцы были исключены из дальнейшего рассмотрения.

Результаты. В общей сложности процедура Телье была выполнена, с учётом дублей, более чем на 300 кубиках, представляющих 146 разных штучков. Удовлетворительные по качеству и статистике определения $H_{др}$ получены на породах 77 штучков. Одна из целей комплексного изучения траппов Маймеча-Котуйского района состояла в том, чтобы оценить возможные вариации палеонаправлений и палеонапряжённости и рассмотреть полученные результаты с точки зрения гипотезы пульсов. Авторам работы [9] по коллекции образцов онкучакской свиты (урочище Труба) удалось получить палеомагнитные направления для 32 потоков и объединить их в отдельные дирекционные группы. Кроме того, по той же методике они провели аналогичный анализ комплекса данных по палеонаправлениям, опубликованный ранее по норильскому трапповому разрезу [6], и также смогли на нём объединить потоки в дирекционные группы. Эти их результаты мы использовали в данной работе с тем, чтобы, в свою очередь, на обоих разрезах – котуйском (разрез Труба) и норильском, в соответствии с выделенными на них дирекционными

группами, проанализировать поведение палеонапряжённости и сравнить, с точки зрения гипотезы пульсов, картины поведения $H_{др}$ и VDM на этих двух трапповых разрезах.

Изменение $H_{др}$ от потока к потоку для онкучакской свиты и норильского разреза показано на Рис. 2а1 и 2а2, соответственно. Поведение VDM от пульса к пульсу для онкучакской свиты и норильского разреза показано на Рис. 2б1 и 2б2, соответственно. С точки зрения статистической значимости VDM имеют разный вес и поэтому обозначены разными значками. Полые кружки показывают VDM, при расчёте которых число использованных определений $H_{др} \geq 3$ (критерий внутренней сходимости), крестиками – когда определений $H_{др}$ одно или два. Сплошная линия показывает изменение VDM от пульса к пульсу и соединяет более надёжные данные (полые кружки). Пунктирная линия отвечает линейной регрессии данных VDM на выбранном интервале времени.

Обсуждение результатов Из Рис. 2а1 видно, что основная масса значений $H_{др}$ по отдельным потокам и средние значения $H_{др}$ как по потокам, так и по пульсам заметно ниже современной величины поля в точке отбора, равной ~50 мкТл. То же самое относится и к посчитанным средним значениям VDM для пульсов и единичных направлений, которые меняются в пределах $(1-5) \times 10^{22} \text{ Ам}^2$, что в два и более раз меньше современного значения $VDM = 8 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ (Рис. 2б1). Этот результат вполне согласуется с данными, полученными ранее по породам Норильской трапповой провинции, а именно, что величина геомагнитного поля на границе пермь – триас была заметно ниже современной [5,6,7].

В работе [8] сделаны следующие важные для нас выводы: «1. Общая длительность эруптивной деятельности во время формирования котуйского и норильского разрезов составляла 7000–8000 лет (без учета периодов покоя). 2. Длительность формирования норильского траппового разреза составляла не более 100000 лет.»

Полученные нами определения $H_{др}$ относятся к потокам 17-44, которые все обнаруживают отрицательное наклонение NRM. Данные по норильскому разрезу представляют 9 свит, все - с положительным направлением NRM. Отсюда следует, что формирование этих разрезов происходило хотя и в близкое, но всё же в различное время.

Как говорилось во Введении, изучение палеонапряжённости траппов на последовательности лавовых излияний даёт возможность оценить вековые вариации этой характеристики земного поля. Интерес к этой проблеме состоит в том, насколько поле в геологическом прошлом было стационарно в масштабах столетий. Как видно из Рис. 2, поведение $H_{др}$ и VDM во времени, полученное по онкучакской свите и норильскому разрезу, свидетельствует скорее о стационарном характере режима работы геомагнетизма на данном масштабе времени, со средним VDM = 2.4 и стандартным отклонением 0.9 по онкучакской свите и со средним VDM = 2.3 и стандартным отклонением 0.9 (в единицах 10^{22} Ам^2) по норильскому разрезу.

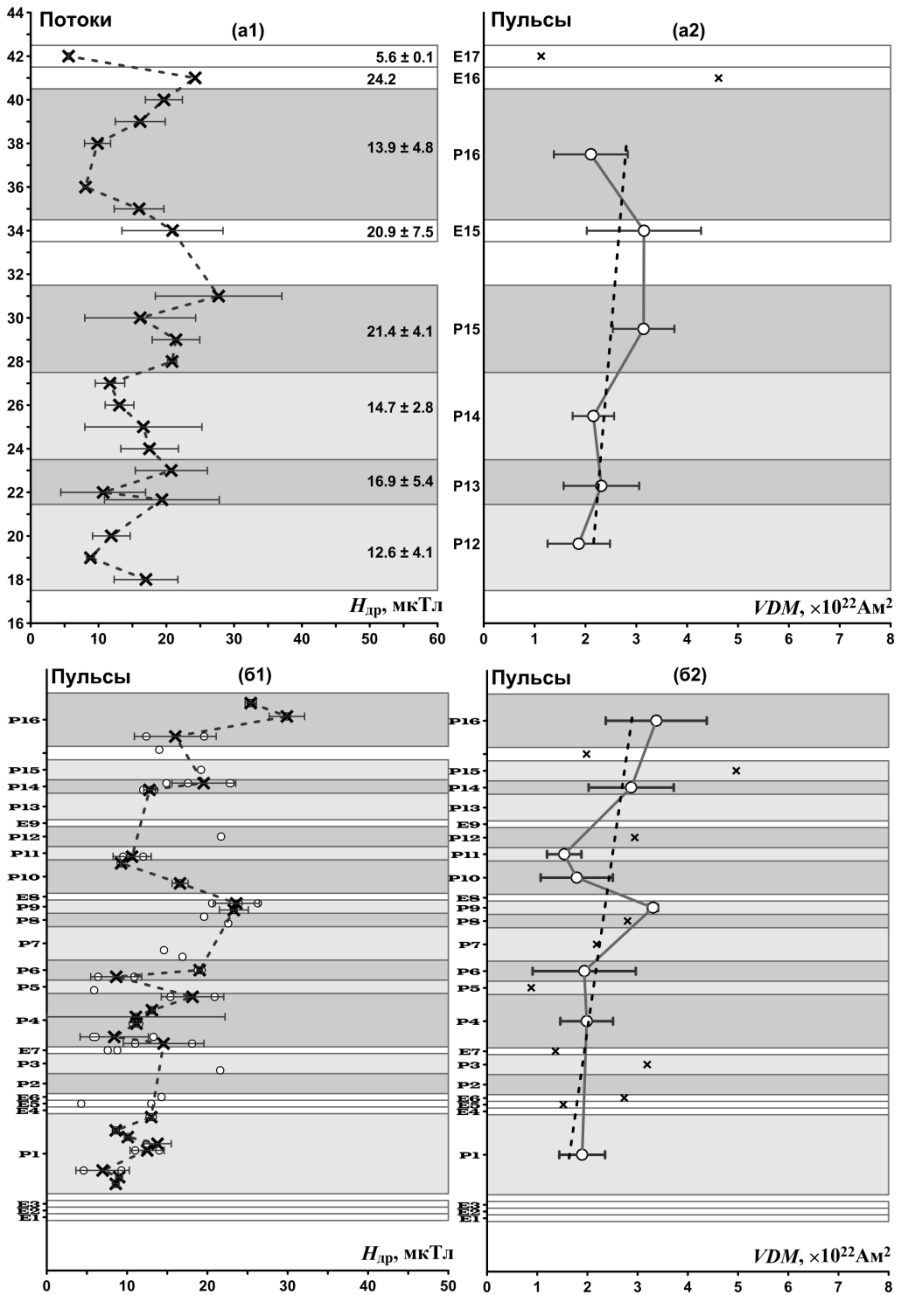


Рис. 2. Изменение $H_{др}$ от потока к потоку (a1-a2) и VDM по дирекционным группам (б1-б2) для онкучакской свиты (a1-б1) и Норильского разреза (a2-б2). Разным затемнением отмечены потоки, объединённые в разные дирекционные группы согласно [8],

по вертикали указаны номера потоков (a1) и дирекционных групп (a2, б1, б2), литеры «Р» и «Е» обозначают пульс и единичное направление, соответственно. Нумерация дирекционных групп для каждого разреза своя. Полями кружками показаны определения $H_{др}$ по отдельным образцам потока, крестом – среднее $H_{др}$, посчитанное по потоку, или отдельное определение, если оно в потоке одно. Числа справа – среднее значение $H_{др}$, посчитанное для пульса или единичного направления. Горизонтальные отрезки обозначают дисперсии $H_{др}$ по потоку (a1-a2) и VDM, рассчитанные по дирекционной группе (б1-б2). Пунктирная линия отвечает линейной регрессии данных на выбранном интервале времени.

При сравнении Рис. 2a1–2a2 и 2б1–2б2 видно, что характер изменения $H_{др}$ и VDM по обоим разрезам практически аналогичен, что позволяет утверждать, что режим генерации геомагнитного поля не менялся на протяжении всего периода излияний сибирских траппов.

Напомним, что стохастический процесс называется стационарным, если его математическое ожидание и дисперсия не зависят от времени, а автоковариация зависит только от величины лага. Конечно, в нашем случае данных слишком мало и они редки, чтобы рассчитать эти характеристики, так что здесь мы будем считать процесс стационарным на рассматриваемом интервале времени, если отсутствует заметный линейный тренд (с учётом ошибок отдельных определений) и нет слишком больших выбросов. Как мы видим, на Рис. 2 действительно не видно ни заметного тренда, ни выбросов. Линии линейной регрессии данных (пунктирные на Рис. 2a2 и 2б2) хотя и обнаруживают небольшой тренд VDM по разрезу, но этот тренд не выходит за пределы ошибок определения VDM. Тот факт, что по обоим разрезам средние $H_{др}$ и VDM и их дисперсии близки по величине, говорит в пользу того, что геомагнитное поле во временной период формирования исследованных разрезов оставалось стационарным.

Для сравнения проведен аналогичный анализ поведения VDM в эпоху Брюнеса и в миоцене, на интервале 5-10 млн. лет. Показано, что на протяжении всех трёх проанализированных периодов: во время излияния сибирских траппов, в эпоху Брюнеса и в миоцене (на интервале 5-10 млн. лет) характер поведения поля во времени был близок к стационарному случайному процессу. Всё это в целом может свидетельствовать о том, что смена режима работы геодинамо, действительно, происходит медленно, на интервалах в миллионы лет, а на интервалах времени в сотни тысяч лет характер процесса не меняется. Собственно, об этом же говорят и статистические исследования эволюции шкалы геомагнитной полярности – изменение частоты инверсий в мезозое и кайнозое явно отражает нестационарность процесса генерации геодинамо, но эти изменения имеют место на значительно больших интервалах времени порядка десяти миллионов лет и более.

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

1. Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., 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 Planet. Sci. Lett. 2003. V. 214. No. 1–2. pp. 75-91. doi:10.1016/s0012-821x(03)00347-9.

2. *Sepkoski J.J.J.* A compendium of fossil marine families // Milwaukee Public Museum Contributions in Biology and Geology. 1982. No. 51. pp. 1-125.
3. *Courtillot V., Olson P.* Mantle plumes link magnetic superchrons to Phanerozoic mass depletion events // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 260. No. 3-4. pp. 495-504. doi:10.1016/j.epsl.2007.06.003.
4. *Chenet A.-L., Fluteau F., Courtillot V., Gérard M., Subbarao K.V.* Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: Results from a 1200-m-thick section in the Mahabaleshwar escarpment // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. No. B4. pp. B04101. doi:10.1029/2006jb004635.
5. *Солодовников Г.М.* Палеонапряженность магнитного поля Земли в эоцене // Физика Земли. 1998. № 10. С. 84-88.
6. *Heunemann C., Krása D., Soffel H.C., Gurevitch E., Bachtadse V.* Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 218. No. 1-2. pp. 197-213. doi:10.1016/s0012-821x(03)00642-3.
7. *Щербакова В.В., Щербаков В.П., Водовозов В.Ю., Сычёва Н.К.* Палеонапряжённость на границе пермь-триас и в поздней перми // Физика Земли. 2005. № 11. С. 79-94.
8. *Павлов В.Э., Флутто 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 провинции // Физика Земли. 2011. № 5. С. 35-50.
9. *Щербакова В.В., Щербаков В.П., Бретштейн Ю.С., Жидков Г.В.* Палеонапряжённость и палеонаправление геомагнитного поля в среднем миоцене по позднекайнозойским вулканитам Приморья // Физика Земли. 2010. № 12. С. 19-36.
10. *Щербакова В.В., Коваленко Д.В., Щербаков В.П., Жидков Г.В.* Палеонапряжённость геомагнитного поля в мелу (по меловым породам Монголии) // Физика Земли. 2011. № 9. С. 31-47.
11. *Kosterov A.A., Prévot M.* Possible mechanisms causing failure of Thellier palaeointensity experiments in some basalts // Geophys. J. Int. 1998. V. 134. No. 2. pp. 554-572. doi:10.1046/j.1365-246x.1998.00581.x.

Палеонапряжённость и палеонаправления геомагнитного поля по палеопротерозойским дайкам Каапвальского кратона в Южной Африке

Щербакова В.В.¹, Лубнина Н.В.², Щербаков В.П.¹, Жидков Г.В.¹

¹ГО «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Некоузский район, Ярославская область

²Геологический факультет МГУ, Москва

Введение Ранняя история геомагнитного поля к настоящему времени изучена очень слабо. На весь докембрий, который занимает почти 9/10 истории Земли, имеется всего 228 определений палеонапряженности ($H_{др}$) геомагнитного поля (это ~5% всех существующих определений). Из них только 63 удовлетворяют минимальным критериям надежности. Предельная малочисленность данных и разброс их численных величин не позволяют делать какие-либо выводы о динамике развития земного ядра в этот период или говорить о смене режима работы магнитного гидродинамо Земли на рубеже

архей-протерозой. Очевидно, что получение новых определений $H_{др}$ в докембрие, с соблюдением всех современных требований к их надёжности, является актуальной задачей в этой области палеомагнетизма. В данной работе выполнены палеомагнитные исследования представительной коллекции палеопротерозойских пород из магматического комплекса Бушвелд в восточной части Каапваальского кратона в Южной Африке (Рис. 1а, 1б). Для пород основных сайтов имеются абсолютные определения возраста. Всего было отобрано 431 ориентированных образцов из 27 долеритовых даек на 17 сайтах возрастом 2.9, 2.7 и 1.85 млрд. лет.

Палеонаправления В данной статье акцент был сделан на исследовании $H_{др}$, поэтому подробности результатов определения палеонаправлений, палеополусов и палеотектонических реконструкций здесь опущены. Их можно найти в статье [1]. Вкратце можно сказать, что все образцы прошли стандартную чистку температурой и/или переменным магнитным полем, далее были рассчитаны палеомагнитные направления и палеополюса (Рис. 2).

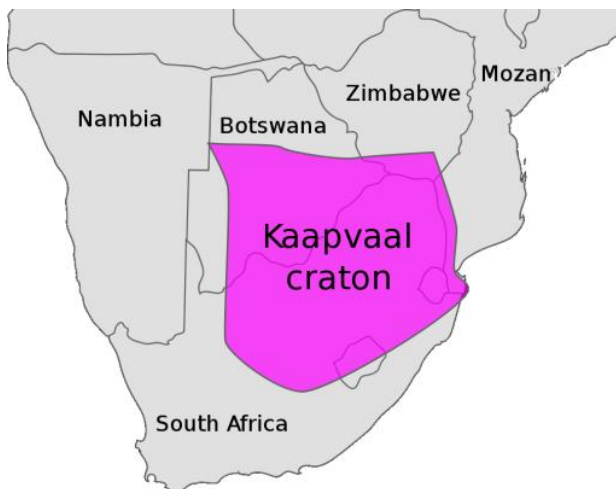


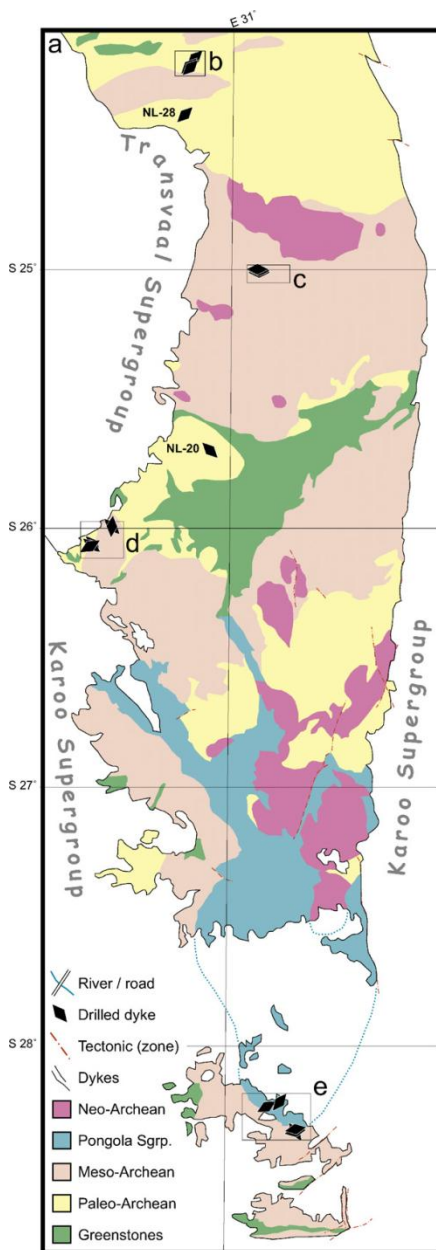
Рис. 1а. схема расположения каапваальского кратона в Южной Африке.

Исследования магнитных

свойств На образцах из 10 даек различного возраста проведен комплекс экспериментов по определению палеонапряженности, подробно исследованы их магнитные свойства. Температуры Кюри и устойчивость магнитных минералов к нагревам оценивались по сериям температурных кривых намагниченности насыщения M_{si} снимавшихся при последовательных нагревах образцов до возрастающих температур T_i в магнитном поле $H = 450$ мТл (Рис. 3).

Для оценки магнитной жесткости и доменной структуры ферримагнитных зёрен – носителей природной остаточной намагниченности NRM – измерялись параметры петли гистерезиса: коэрцитивная сила H_c , остаточная коэрцитивная сила H_{cr} , намагниченность насыщения M_s и остаточная намагниченность насыщения M_{rs} (Рис. 4). Дополнительно доменная структура ферримагнитных зёрен оценивалась по термомагнитному критерию, для чего измерялись «хвосты» парциальных термоостаточных намагниченностей $pTRM$ [2].

Рис. 16. геологическая карта района отбора образцов в восточной части Капвальского кратона.



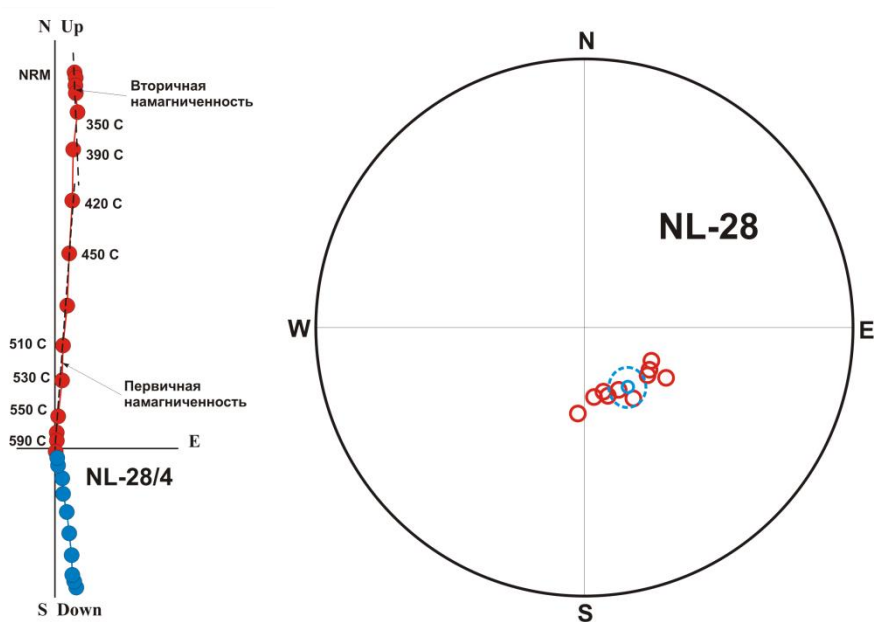


Рис. 2. Диаграммы палеонаправлений, полученных в результате термочистки. Слева – пример диаграммы Зейдервельда для одного из образцов сайта NL-28. Видно, что намагниченность можно разделить на две компоненты. Справа – стереограмма направлений первичной намагниченности для всех образцов сайта NL-28. Видно, что эти направления имеют хорошую кучность, т.е. древняя намагниченность этих образцов имеет хорошую сохранность.

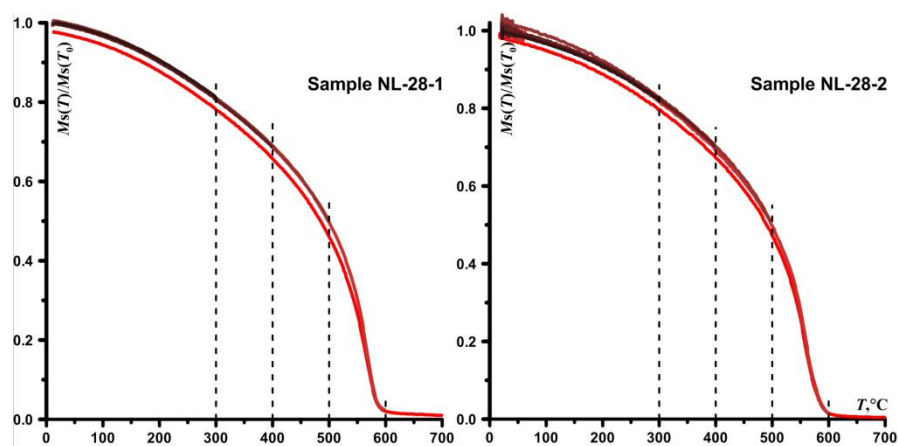


Рис. 3. Примеры кривых терморазмагничивания намагниченности насыщения $M_s(T)$ при последовательных нагревах. Видно, что форма кривых на каждом нагреве остаётся практически стабильной, что свидетельствует об устойчивости магнитных минералов к нагревам и является условием достоверного определения $H_{др}$ методом Телье.

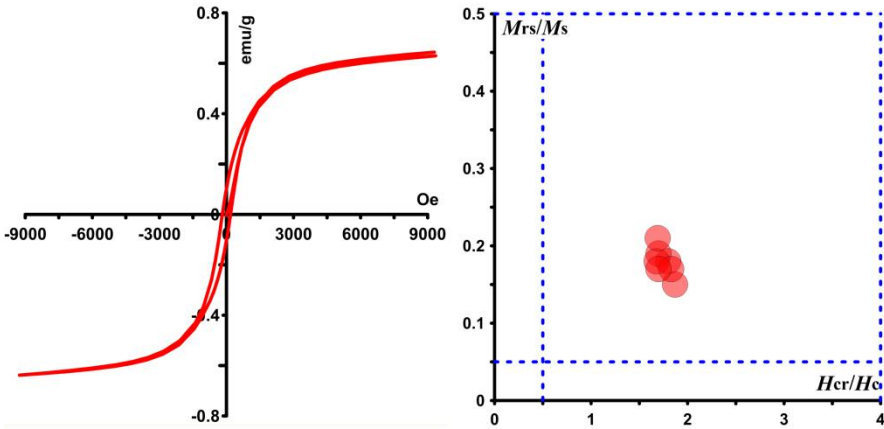


Рис. 4. Слева – пример гистерезисной петли намагничивания одного из образцов сайта NL-28. По гистерезисным параметрам можно оценить доменную структуру образца. Данная петля типична для псевдооднодоменной структуры. Справа – диаграмма Дзя [3], она отображает гистерезисные параметры всех образцов на сайте. В данном случае все образцы относятся к псевдооднодоменным, что является одним из условий применимости метода Телье для определения $H_{др}$.

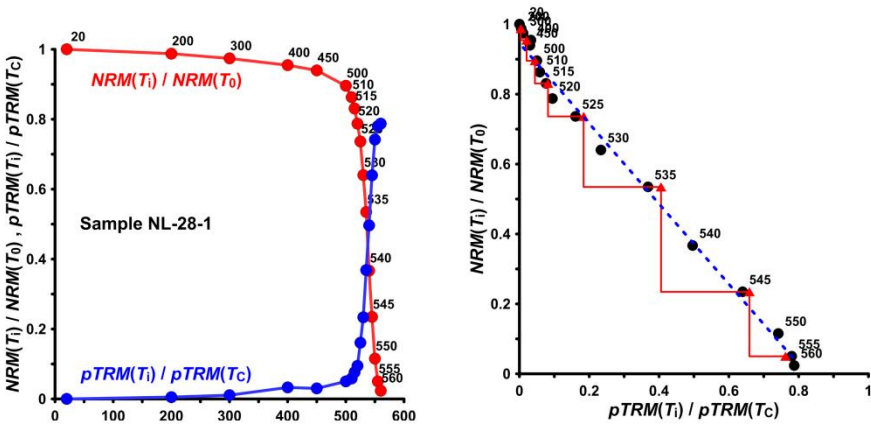


Рис. 5. Пример графиков, на которых представлены результатов экспериментов по определению $H_{др}$ методом Телье. Слева – термокривые $NRM(T)$ и $pTRM(T)$. Верхняя кривая – падение естественной остаточной намагниченности (NRM) после последовательных нагревов до возрастающих температур T_i и охлаждения до комнатной температуры T_0 в нулевом поле (т.е. лабораторная намагниченность при охлаждении не приобретает). Нижняя кривая – рост лабораторной частичной термоостаточной намагниченности ($pTRM$) после последовательных нагревов до возрастающих температур T_i и охлаждения до комнатной температуры T_0 в нулевом поле (т.е. приобретает лабораторная намагниченность при охлаждении). Справа – эти же термокривые, представленные в виде графика Арай-Нагата, когда по оси ординат представлено падение $NRM(T_i)$, по оси абсцисс – рост $pTRM(T_i)$. Средний тангенс угла наклона этого графика на каком-либо температурном интервале (T_1, T_2) представляет собой отноше-

ние $\Delta NRM(T_2, T_1)/\Delta pTRM(T_2, T_1)$. Теоретически, при соблюдении условий метода Телье, это соотношение равно соотношению $H_{др}/H_{лаб}$, из которого, зная величину $H_{лаб}$ (напряженность лабораторного магнитного поля), можно вычислить величину $H_{др}$. Треугольниками обозначены повторные проверочные нагревы («чек-точки»). Видно, что они достаточно близки к первоначальным значениям, т.е. образец не претерпевает значительных магнито-минералогических изменений во время нагревов.

Определение $H_{др}$ Определение $H_{др}$ проводилось по методу Телье-Коу с обязательной процедурой проверочных нагревов («check-points») после каждого двух температурных шагов [4, 5] (Рис. 5). В экспериментах использовались кубики с ребром 1 см, выпиленные из кернов или штуфов. Для экспресс-оценки древнего поля использовался также метод Вильсона, основанный на сравнении кривых терморазмагничивания $NRM(T)$ и $TRM(T)$ [6] (Рис. 6).

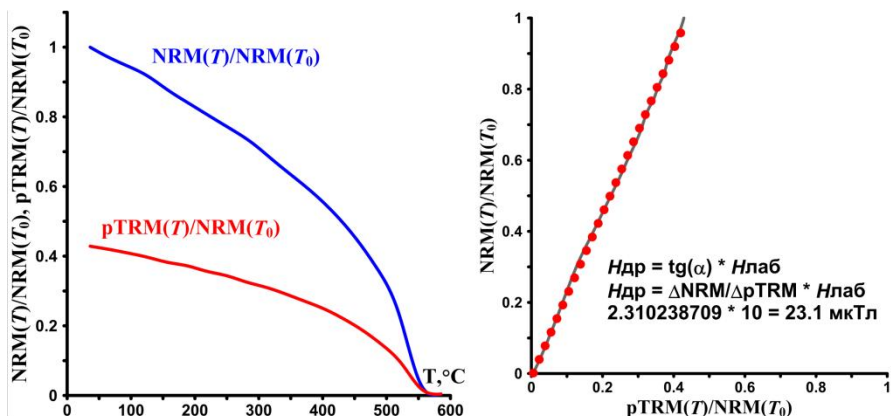


Рис. 6. Слева – пример использования метода Вильсона для сравнения термокривых размагничивания NRM (верхняя кривая – $NRM(T)/NRM(T_0)$) и $TRM_{лаб}$ (нижняя кривая – $pTRM(T)/NRM(T_0)$). Пунктирная кривая ($pTRM(T)*/NRM(T_0)$) – термокривая размагничивания $pTRM(T)/NRM(T_0)$ нормированная по соотношению NRM/TRM . Здесь видно, что кривые $NRM(T)$ и $pTRM(T)$ подобны по форме, что говорит в пользу термоустойчивой природы NRM и ее термоустойчивости. Сопоставляя естественную и лабораторную намагниченности по величине и зная величину лабораторного поля, можно оценить $H_{др}$. **Справа** – эти же термокривые $NRM(T)$ и $pTRM(T)$, но представленные по ортогональным осям, пунктиром показана аппроксимирующая прямая.

Результаты В экспериментах по определению $H_{др}$ нами использованы породы 78 штуфов, отобранных из 12 разных сайтов, всего выполнено определений на 117 кубиках, включая дубли. К сожалению, надежные результаты по палеонапряженности получены на породах только одного сайта (NL-28), их возраст 1.85 млн. лет. Отметим, что рисунки № 2-6 относятся к образцам из этого сайта. Породы сайта NL-28 продемонстрировали чрезвычайную устойчивость магнитных минералов к нагревам, их точки Кюри близки к магнетитовым. Кривые терморазмагничивания $NRM(T)$ и $TRM(T)$ подобны, положения чек-точек на диаграммах Арай-Нагата близки к начальным величи-

нам $pTRM$. Семь образцов (13 кубиков-дублей) показали близкие значения $H_{др}$, которые меняются в интервале 13-23 мкТл со средней величиной 18.0 ± 3.2 мкТл. Соответствующее значение виртуального дипольного момента (VDM) равно $(2.8 \pm 0.5) \times 10^{22}$ Ам², что почти наполовину меньше его современной величины (Рис. 7). Это говорит в пользу гипотезы [7, 8], согласно которой на ранней стадии эволюции Земли, когда её твёрдое внутреннее ядро ещё не было сформировано, эффективность генерации геомагнитного поля была относительно невелика. Соответственно, невелика была и палеонапряженность, что может объяснить доминирование низких значений VDM в архе-протерозое.

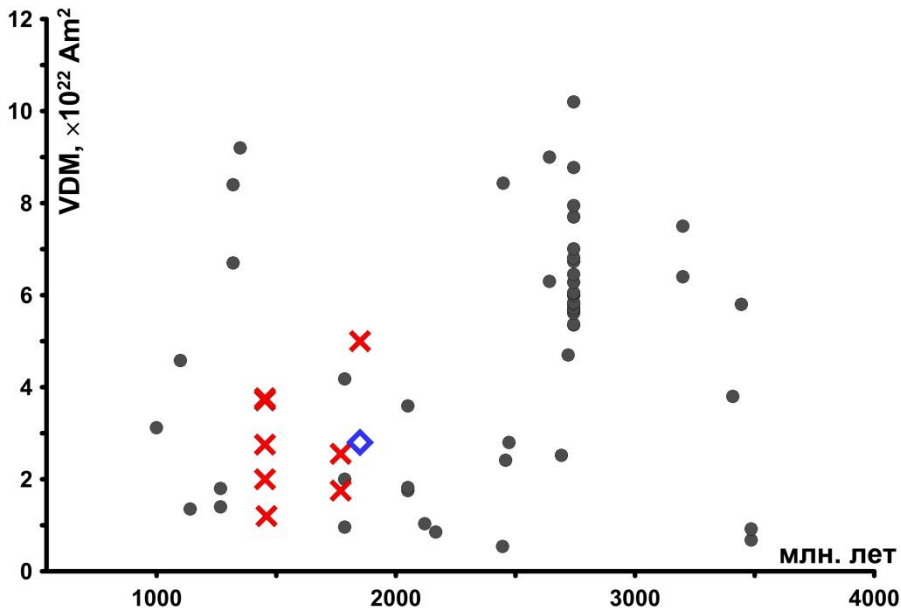


Рис. 7. Диаграммы распределения данных по VDM для докембрия (>542млн. лет), полученных методом Телье. Крестиками обозначены данные, полученные в палеомагнитной лаборатории ОБ-1 ГО «Борок». Ромбом обозначено определение по палеопротерозойским породам Южной Африки (1.85 млрд. лет).

Для сравнения поведения поля в геологическом прошлом в разные геологические эпохи были построены гистограммы распределения VDM для эпохи Брюнса, для фанерозоя с исключением эпохи Брюнса и для докембрия (Рис. 8). При этом из базы данных (<http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/file/borokpintmdb.zip>) были выбраны определения VDM, полученные при следующих условиях: 1) использован метод Телье; 2) для определения использовалось не менее трех образцов; 3) стандартная ошибка определения не более 15%. Видно, что все гистограммы различаются между собой средней величиной VDM, её дисперсией и формой огибающей кривой (Рис. 8). Наиболее близким к нормальному (гауссовому)

является распределение в Бронесе. В фанерозое же распределение более сложное – оно сильно асимметрично, с присутствием длинного «хвоста» высоких значений. В докембрии такого хвоста нет, но зато форма распределения оказывается бимодальной. Однако, возможно, что такое распределение в докембрии связано с крайней малочисленностью данных. Поэтому пока нельзя точно установить время начала роста внутреннего ядра по имеющимся данным.

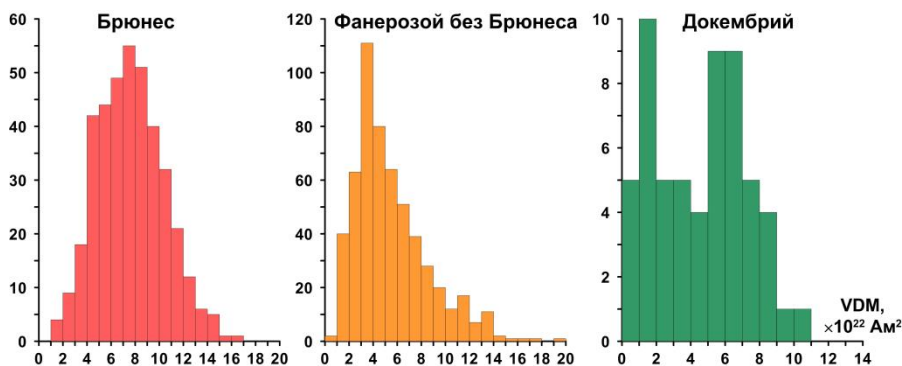


Рис. 8. Диаграммы распределения данных по VDM для разных геологических эпох. Средняя величина и дисперсия (σ) VDM: для Бронеса – 7.7 и 2.8, для фанерозоя без Бронеса – 5.5 и 3.1, для докембрия – 4.7 и 2.6 соответственно.

Особенностью распределения VDM в Бронесе, по сравнению с предыдущими периодами, является относительно высокое значение средней VDM. Кроме этого, как показывают статистические оценки, функция распределения $f(VDM)$ для этого периода, в отличие от более древних, описывается скорее нормальным распределением и имеет малый коэффициент асимметрии $a = 0.25$. Здесь $a = M_3/\sigma^3$, где M_3 – третий центральный момент $f(VDM)$. В то же время для фанерозоя $a \approx 1$ и $f(VDM)$ с полной очевидностью не является нормальным распределением. Всё сказанное делает возможный ответ на вопрос о том, какой была функция распределения $f(VDM)$ в геологическом прошлом, достаточно запутанным. Очевидно, вопрос о том, чем объясняется эта разница в данных по эпохе Бронеса и более древним эпохам, требует настоящего исследования. К сожалению, на данном этапе наших знаний нельзя сказать, является ли это различие артефактом, связанным с систематическими ошибками в эмпирических данных, или же это реальное свойство поведения геомагнитного поля.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12-05-00288а.

1. Lubnina N., Ernst R., Klausen M., Söderlund U. Paleomagnetic study of NeoArchean–Paleoproterozoic dykes in the Kaapvaal Craton // Precambrian Research. 2010. V. 183. No. 3. pp. 523-552. doi:10.1016/j.precamres.2010.05.005.
2. Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Heider F. Properties of partial thermoremanent magnetization in pseudosingle domain and multidomain magnetite grains // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. No. B1. pp. 767–781. doi:10.1029/1999jb900235.

3. *Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. V. 13. No. 4. pp. 260–267. doi:10.1016/0031-9201(77)90108-x.
4. *Thellier E., Thellier O.* Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // *Ann. de Geophys.* 1959. V. 15. pp. 285–376.
5. *Coe R.S., Grommé S., Mankinen E.A.* Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. No. B4. pp. 1740–1756. doi:10.1029/JB083iB04p01740.
6. *Wilson R.L.* The thermal demagnetization of natural magnetic moments in rocks // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1961. V. 5. No. 1. pp. 45–58. doi:10.1111/j.1365-246X.1961.tb02928.x.
7. *Stevenson D.J., Spohn T., Schubert G.* Magnetism and thermal evolution of the terrestrial planets // *Icarus.* 1983. V. 54. No. 3. pp. 466–489. doi:10.1016/0019-1035(83)90241-5.
8. *Buffett B.A., Huppert H.E., Lister J.R., Woods A.W.* Analytical model for solidification of the Earth's core // *Nature.* 1992. V. 356. No. 6367. pp. 329–331. doi:10.1038/356329a0.

Указатель авторов

Андерсон П.М.

Вашингтонский университет, Сизтл, США.
160

Антонов Александр Н.

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.
e-mail: sasha-ant1987@yandex.ru
23

Артемова Е.В.

Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», Мирный.
102

Афремов Леонид Лазаревич

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток.
e-mail: afremovl@mail.dvgu.ru
4

Баженов Михаил Львович

Геологический институт РАН, Москва.
e-mail: mibazh@mail.ru
51

Бланко Д.

Департамент физики, университет шт. Альберта, Эдмонтон, Канада.
112

Большаков Вячеслав Александрович

Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.
e-mail: vabolshakov@mail.ru
9

Боева Н.М.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва.
23

Бортников Н.С.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва.
23

Босин Александр Анатольевич

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток.
144

Бощон Светлана Борисовна

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.
e-mail: cla_ire@mail.ru
61

Ван ден Богаард К.

Институт морских исследований им. Лейбница, Киль, Германия.
149

Васильева А.Е.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск.
107

Веселовский Роман Витальевич

1) Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.
2) Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва.
e-mail: roman.veselovskiy@ya.ru
61, 87, 117, 241

Водовозов Владимир Юрьевич

1) Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.
2) Геологический институт РАН, Москва.
e-mail: vodo7474@yandex.ru
14

Гендлер Татьяна Семеновна

Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва.
e-mail: gendler06@mail.ru
23

Гизатуллина Зульфия М.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань.
e-mail: Zulechka_@bk.ru
29

Гильманова Диляра М.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань.
e-mail: di.gilmanova@gmail.com
123

Гнибиденко Зинаида Никитична

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука, Новосибирск.
e-mail: GnibidenkoZN@ipgg.sbras.ru
34

Горбаренко Сергей Александрович

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток.
138, 144, 149

Гребенкина Н.Ю.

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург.
197

Грибов Сергей Константинович

Лаборатория физико-химических и магнитных исследований вещества горных пород, геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.

e-mail: gribov@borok.yar.ru

38

Гуськова Елена Г.

Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Санкт-Петербург.

44

Дворова Ариадна Викторовна

Геологический институт РАН, Москва.

e-mail: a_dvorova@mail.ru

51, 53

Демина Ирина Михайловна

Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Санкт-Петербург.

e-mail: dim@izmiran.spb.ru

55, 207

Демина Любовь Ивановна

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

e-mail: demina@dynamo.geol.msu.ru

61

Дергачев Валентин Андреевич

Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, Санкт-Петербург

e-mail: v.dergachev@mail.ioffe.ru

44

Деркачев А.Н.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток.

138, 149

Диденко Алексей Николаевич

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, Хабаровск.

e-mail: alexei_didenko@mail.ru

128, 171, 235

Долотов Андрей Вадимович

Лаборатория физико-химических и магнитных исследований вещества горных пород, геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.

e-mail: adolotov@borok.yar.ru

9, 38, 258

Еремеев Р.В.

1) Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», Мирный.

2) Рудник трубки Мир АК «АЛРОСА», Мирный.

91

Жегалло Е.А.

Палеонтологический институт РАН, Москва.

23

Жидков Григорий Викторович

Лаборатория древнего геомагнитного поля, геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.

e-mail: grigor@borok.yar.ru

287, 296

Зверев А.Р.

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

14

Зубов Александр Георгиевич

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский.

e-mail: zubov@kscnet.ru

69

Зыкина В.С.

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

e-mail: zykina@igm.nsc.ru

229

Иванов Сергей А.

Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Санкт-Петербург.

e-mail: sergei.a.ivanov@mail.ru

75

Иванова Е.Б.

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток.

4

Ильющин И.Г.

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток.

4

Иосифиди Александр Георгиевич

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

e-mail: iosifidi@km.ru

44, 80, 197, 217, 248

Кабин К.

Департамент физики, Королевский военный колледж, Кингстон, Канада.

112

Клайн Борис Ицикович

Лаборатория морфологии и теории геомагнитных пульсаций, геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.

e-mail: klain@borok.yar.ru

133

Козырева Д.А.

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

e-mail: kozdash@mail.ru

87

Константинов И.К.

1) Институт земной коры СО РАН, Иркутск.
2) Иркутский государственный университет, Иркутск.

91, 96, 107

Константинов Константин Михайлович

1) Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА», Мирный.

e-mail: KonstantinovKM@alrosa.ru

2) Институт земной коры СО РАН, Иркутск.

91, 96, 102, 107, 112

Корнейко А. А.

Геологический институт РАН, Москва.

117

Косарева Лина Р.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань.

e-mail: lina.kosareva@mail.ru

123

Косынкин Артем Валерьевич

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, Хабаровск.

e-mail: artem-ogr-31@mail.ru

128

Кочегура Владимир Владимирович

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург.

69

Кравчинский В.А.

Департамент физики, университет шт. Альберта, Эдмонтон, Канада.

112

Кузнецов Николай Борисович

Геологический институт РАН, Москва.

e-mail: kouznikbor@mail.ru

53

Куражковская Надежда Андреевна

Лаборатория морфологии и теории геомагнитных пульсаций, геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.

e-mail: knady@borok.yar.ru

133

Куражковский Александр Юрьевич

Лаборатория морфологии и теории геомагнитных пульсаций, геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.

e-mail: ksasha@borok.yar.ru

133

Ладыгин Владимир Михайлович

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

e-mail: skalka_1@mail.ru

184

Латышев Антон Валерьевич

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

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

241, 287

Лебедева Наталья Константиновна

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

e-mail: LebedevaNK@ipgg.sbras.ru

34

Ложкин Анатолий Владимирович

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магаран.

160

Лубнина Наталия Валерьевна

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

e-mail: natlubnina@yandex.ru

296

Магомедов М.С.

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

165

Малахов Михаил Иванович

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магаран.

e-mail: malakhov@neisri.ru

138, 144, 149

Малахова Галина Юрьевна

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магаран.

e-mail: malakhova@neisri.ru

138, 144, 149

Минасян Дж. О.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, Гюмри, Армения.

e-mail: julyaminas@yandex.ru

154

Минюк Павел Сергеевич

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магаран.

e-mail: minyuk@neisri.ru

160

Михайлова В.А.

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

217

Меркурьев С.А.

Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Санкт-Петербург.

75

Новиков В.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва.

e-mail: novikov-1941@mail.ru

23

Новопашин А.В.

Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», Мирный.

96

Нургалiev Данис Карлович

Институт геологии и нефтегазовых технологий Казанского (Приволжского) федерального университета, Казань.

e-mail: danis.nourgaliev@ksu.ru

29

Нюрберг Д.

Институт морских исследований им. Лейбница, Киль, Германия.

149

Павлов Владимир Эммануилович

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

e-mail: pavlov-home@rambler.ru

165, 241, 270

Песков Алексей Юрьевич

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, Хабаровск.

e-mail: lesha-ogr-31@mail.ru

128, 171

Петров В.М.

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

14

Петров Игорь Николаевич

Физический факультет СПбГУ, Санкт-Петербург.

e-mail: petrov39@mail.ru

175

Петрова А.А.

Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Санкт-Петербург.

207

Пилипенко Ольга Валентиновна

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

e-mail: pilipenko@ifz.ru

180, 184

Пилоян Георгий Ованесович

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва.

23

Попов Виктор Валентинович

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

e-mail: v_v_popov@yahoo.co.uk

192, 197, 202, 223, 258

Распопов Олег Михайлович

Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Санкт-Петербург.

e-mail: olegraspov@mail.ru

44, 207

- Рашидов В.А.**
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский.
e-mail: rashidva@kscnet.ru
184
- Ритдорф Я.-Р.**
Институт морских исследований им. Лейбница, Киль, Германия.
149
- Сальная Н.В.**
Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург.
e-mail: natasavi@inbox.ru
217
- Сапожников Алексей В.**
Физический факультет СПбГУ, Санкт-Петербург.
e-mail: vermucht@gmail.com
223, 258
- Сергиенко Елена Сергеевна**
Физический факультет СПбГУ, Санкт-Петербург.
e-mail: sergienk@mail.ru
175, 223, 258
- Синицын Андрей Александрович**
Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург.
44
- Соколов С.Н.**
Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Санкт-Петербург.
207
- Солдатов В.А.**
Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Санкт-Петербург.
55
- Смирнова Радмила Викторовна**
Физический факультет СПбГУ, Санкт-Петербург.
e-mail: radmilaa@mail.ru
175, 223, 258
- Смолянинова Любовь Г.**
Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, Новосибирск.
e-mail: ismol@yandex.ru
229
- Спассов С.**
Institut royal meteorologique de Belgique, Centre de Physique du Glob.
123
- Стегницкий Ю.Б.**
Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», Мирный.
91
- Ступина Анна Игоревна**
Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, Хабаровск.
e-mail: StupinaAnna@bk.ru
235
- Субботникова Татьяна Владимировна**
Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан.
160
- Сычева Наталия Константиновна**
Лаборатория древнего геомагнитного поля, геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.
e-mail: sycheva@borok.yar.ru
277
- Тидеман Р.**
Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Бремерхафен, Германия.
149
- Томшин М.Д.**
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск.
107
- Трубин Валерий Михайлович**
Геологический институт РАН, Москва.
e-mail: vmt1940@mail.ru
180
- Федюкин Иван Владимирович**
Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва.
270
- Фетисова Анна Михайловна**
1) Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.
2) Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва.
e-mail: anna-fetis@ya.ru
107, 241
- Хасанов Д.И.**
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань.
123

Храмов Алексей Никитович

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

e-mail: ins@vnigri.ru

80, 202, 248

Хузин М.З.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск.

91

Цельмович Владимир Анатольевич

Лаборатория физико-химических и магнитных исследований вещества горных пород, геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.

e-mail: tselm@mail.ru

252, 258

Цирель Вадим Соломонович

ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург.

e-mail: geolraz@geolraz.com

264

Шацилло Андрей Валерьевич

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

e-mail: shatsillo@gmail.com

165, 270

Щеглова С.Н.

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

e-mail: smekalka12@mail.ru

229

Щербаков Валерий Прохорович

Лаборатория древнего геомагнитного поля, геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.

e-mail: shcherb@borok.yar.ru

277, 287, 296

Щербакова Валентина Васильевна

Лаборатория древнего геомагнитного поля, геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.

e-mail: valia@borok.yar.ru

287, 296

Содержание

Предисловие	3
Зависимость магнитных состояний гетерофазных суперпарамагнитных частиц от механических напряжений <i>Афремов Л.Л., Ильюшин И.Г., Иванова Е.Б.</i>	4
О магнитных свойствах грейгита из осадков Северного Каспия: подведение итогов, некоторые вопросы и ответы <i>Большаков В.А., Долотов А.В.</i>	9
Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона (хребет Аkitкан, река Миня): предварительные результаты <i>Водовозов В.Ю., Петров В.М., Зверев А.Р.</i>	14
Зональная железистая конкреция как фиксация деятельности природной биохимической лаборатории синтеза Fe-минералов с необычными свойствами <i>Гендлер Т.С., Антонов А.Н., Бортников Н.С., Новиков В.М., Жегалло Е.А., Пилюян Г.О., Боева Н.М.</i>	23
Опробование нового способа для корреляции колонок керн донных осадков озера Яровое <i>Гизатуллина З.М., Нургалиев Д.К.</i>	29
Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика меловых и пограничных мел-палеогеновых отложений скважины 10 Русско-Полянского района (юг Западно-Сибирской плиты) <i>Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К.</i>	34
К вопросу об устойчивости гетита в условиях земной поверхности <i>Грибов С.К., Долотов А.В.</i>	38
Палеомагнитные исследования археологических памятников Костёнки 14 и 16 <i>Гуськова Е.Г., Распопов О.М., Дергачев В.А., Иосифиди А.Г., Сеницын А.А.</i>	44
Палеомагнетизм пермских образований восточной части Южного Тянь-Шаня, Киргизстан <i>Дворова А.В., Баженов М.Л.</i>	51
Палеомагнетизм среднепалеозойских образований восточного склона Полярного Урала (участок карьер Придорожный) <i>Дворова А.В., Кузнецов Н.Б.</i>	53
Структура нижней мантии и вековые вариации главного геомагнитного поля <i>Демина И.М., Солдатов В.А.</i>	55
Магнитная минералогия девонских даек Кольского полуострова: к вопросу о механизме мезозойского регионального перемагничивания северо-восточной части Фенноскандии <i>Демина Л.И., Боцюн С.Б., Веселовский Р.В.</i>	61
Позднеплейстоценовые вариации магнитного поля Земли, записанные в покровных супесях Центральной Камчатской депрессии <i>Зубов А.Г., Кочегура В.В.</i>	69

Разрешимость интервала между инверсиями по морским магнитным аномалиям на основе неравенства Крамера-Рао <i>Иванов С.А., Меркурьев С.А.</i>	75
Полярный Урал и Пай-Хой в поздней перми – палеомагнитная реконструкция <i>Иосифиди А.Г., Хрмов А.Н.</i>	80
Магнитостратиграфия Иссык-Кульской впадины (предварительные результаты) <i>Козырева Д.А., Веселовский Р.В.</i>	87
Возрастные взаимоотношения среднепалеозойского кимберлитового и базитового магматизма Мирнинского и Накынского полей на основе палеомагнитных данных <i>Константинов К.М., Стегницкий Ю.Б., Еремеев Р.В., Хузин М.З., Константинов И.К.</i>	91
Оценка эффективности магниторазведки при поисках кимберлитовых тел на территориях развития пород трапповой формации (Далдыно-Алаkitский алмазоносный район Западной Якутии) <i>Константинов К.М., Новопашин А.В., Константинов И.К.</i>	96
Метахронная намагниченность в кимберлитах Якутской алмазоносной провинции <i>Константинов К.М., Артемова Е.В.</i>	102
Новые данные по палеомагнетизму пермотриасовых траппов восточного борта Тунгусской синеклизы <i>Константинов К.М., Томишин М.Д., Фетисова А.М., Васильева А.Е., Константинов И.К.</i>	107
Палеомагнитное датирование кимберлитовых трубок Интернациональная, Удачная и Обнаженная (Якутская алмазоносная провинция) <i>Константинов К.М., Кравчинский В.А., Бланко Д., Кабин К.</i>	112
Новые данные о палеомагнетизме интрузивных тел бодракского субвулканического комплекса Горного Крыма <i>Корнейко А.А., Веселовский Р.В.</i>	117
Археомагнитные исследования образцов Болгарского городища <i>Косарева Л.Р., Гильманова Д.М., Спассов С., Хасанов Д.И.</i>	123
Палеомагнитные и петромагнитные исследования Каларского и Геранского автономных аноксидитовых массивов <i>Косынкин А.В., Диденко А.Н., Песков А.Ю.</i>	128
Поведение геомагнитного поля в средней юре – олигоцене <i>Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И.</i>	133
Магнитные свойства и возраст пеплов-маркеров в донных осадках возвышенности Ямато (Японское море) <i>Малахова Г.Ю., Малахов М.И., Деркачев А.Н., Горбаренко С.А., Shi X., Zou J., Liu Y., Lu H., Chen J., Ge S.</i>	138
Влияние диагенеза магнитных минералов на запись геомагнитного и климатического сигналов в донных осадках возвышенности Ямато (Японское море) <i>Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Горбаренко С.А., Босин А.А., Shi X., Zou J., Liu Y., Ge S.</i>	144

Петромагнитно-геохимическая идентификация и летопись прослоев тефры в позднечетвертичных осадках хребта Ширшова (Берингово море) <i>Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Деркачев А.Н., Горбаренко С.А., Ритдорф Я.-Р., Нюрнберг Д., Ван ден Богаард К., Тидеман Р.</i>	149
Геоманнитное поле в меловой период по палеомагнитным данным Армении <i>Минасян Дж. О.</i>	154
Петромагнетизм осадков озера Гранд, Северо-Восток России <i>Милюк П.С., Ложкин А.В., Субботникова Т.В., Андерсон П.М.</i>	160
Палеомагнетизм верхоленской свиты и проблема относительных перемещений Алданского и Ангаро-Анабарского блоков Сибирской платформы <i>Павлов В.Э., Шаццло А.В., Магомедов М.С.</i>	165
Геохронология и палеомагнетизм вулканитов улканской серии юго-востока Алдано-Станового щита (новые данные) <i>Песков А.Ю., Диденко А.Н.</i>	171
О физической природе термовязкой остаточной намагниченности крупнозернистого магнетита <i>Петров И.Н., Сергиенко Е.С., Смирнова Р.В.</i>	175
Горизонты аномального направления намагниченности эпохи Брюнес в интервале 10-425 тыс. лет <i>Пилипенко О.В., Трубихин В.М.</i>	180
Петромагнитные и петрофизические исследования пород позднекайнозойских подводных вулканов западной части Тихого океана <i>Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Ладыгин В.М.</i>	184
Информативность международной базы палеомагнитных данных. Некоторые аспекты и интересные наблюдения <i>Попов В.В.</i>	192
Результаты изучения палеомагнетизма триасовых базальтов и верхнепермских отложений р. Адзвы, гряда Чернышева <i>Попов В.В., Иосифиди А.Г., Гребенкина Н.Ю.</i>	197
О траектории миграции палеомагнитного полюса Балтики для раннего палеозоя. Интерпретация имеющихся данных и её проблемы <i>Попов В.В., Храмов А.Н.</i>	202
Арктический полет дирижабля «Граф Цеппелин» – первые аэромагнитные измерения в высоких широтах, 1931 г. <i>Распопов О.М., Соколов С.Н., Демина И.М., Петрова А.А.</i>	207
Палеомагнетизм Ашинской серии Южного Урала – синтез старых данных и новые результаты <i>Сальная Н.В., Михайлова В.А., Иосифиди А.Г.</i>	217
Можно ли получить какие-либо определения палеонапряженности с помощью метода ступенчатого перемагничивания? <i>Сапожников А.В., Попов В.В., Сергиенко Е.С., Смирнова Р.В.</i>	223
Новые магнитостратиграфические исследования разреза Вяткино (Приобское степное плато) <i>Смолянинова Л.Г., Зыкина В.С., Щеглова С.Н.</i>	229

Геодинамическая модель Киселевско-Маноминского террейна на основе палеомагнитных данных <i>Ступина А.И., Диденко А.Н.</i>	235
Магнитная стратиграфия и корреляция пермо-триасовых траппов Маймеча-Котуйского и Норильского районов Сибирской платформы <i>Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Латышев А.В., Павлов В.Э.</i>	241
Земля в венде – попытка синтеза мировых палеомагнитных данных для интервала 540-580 млн. лет назад <i>Храмов А. Н., Иосифиди А.Г.</i>	248
Самородные металлы в объектах для палеомагнитных исследований <i>Цельмович В.А.</i>	252
Магнитные минералы Карской астроблемы <i>Цельмович В.А., Сергиенко Е.С., Смирнова Р.В., Попов В.В., Сапожников А.В., Долотов А.В.</i>	258
Завершение 3-го издания «Геологического словаря», раздел «Геофизика»: слова и люди <i>Цирель В.С.</i>	264
Палеомагнетизм позднего девона – раннего карбона Минусинских впадин и проблема разработки средне- позднепалеозойского сегмента КМП Сибирской платформы <i>Шаццлло А.В., Федюкин И.В., Павлов В.Э.</i>	270
Статистические свойства и эволюция во времени палеонапряжённости в кайнозое и мезозое <i>Щербаков В.П., Сычева Н.К.</i>	277
Об оценке вариаций палеонапряжённости на границе пермь-триас (по сибирским траппам двух районов), в миоцене и в эпоху Брюнеса <i>Щербакова В.В., Жидков Г.В., Латышев А.В., Щербаков В.П.</i>	287
Палеонапряжённость и палеонаправления геомагнитного поля по палеопротерозойским дайкам Каапвальского кратона в Южной Африке <i>Щербакова В.В., Лубнина Н.В., Щербаков В.П., Жидков Г.В.</i>	296
Указатель авторов	305
Содержание	311