

## Использование осадочных пород для определения напряженности древнего геомагнитного поля

© А. Ю. Куражковский, Н. А. Куражковская, Б. И. Клайн, 2012

Геофизическая обсерватория "Борок", филиал Института физики Земли РАН,  
Ярославская обл., п. Борок, Россия

Поступила 7 апреля 2011 г.

*Представлено членом редколлегии В. Г. Бахмутовым*

Узагальнено результати досліджень залежності орієнтаційної залишкової намагніченості штучних і природних морських опадів від умов, в яких вони утворювалися. Сформульовано вимоги до магнітних властивостей зразків та процедури переосадження під час визначення напруженості давнього магнітного поля. Встановлено, що глибина і кліматична зона, в якій формувалися опади, не впливають на результати визначення напруженості геомагнітного поля. Наведено результати апробації методики визначення напруженості давнього геомагнітного поля (із застосуванням переосадження) на сучасних осадах. Напруженість магнітного поля, в якому відбувалось опадо накопичення, може бути визначена з точністю 16—20%. Зіставлено середні значення палеонапруженості пізньої та ранньої крейди, пізньої юри, тріасу, пермі, пізнього та раннього карбону, отриманих за осадовими і термонамагніченими породами. Показано, що осадові й термонамагнічені породи дають однакове уявлення про зміни палеонапруженості. На основі дослідження сучасних і давніх морських алевритових сіроколірних осадів запропоновано новий спосіб визначення абсолютних значень палеонапруженості, в якому не використовують переосадження.

The results of investigations of the orientational remanent magnetization of artificial and natural marine sediments depending on the conditions in which their formation took place are synthesized. Requirements to magnetic properties of samples and the procedure of their re-deposition while determining the ancient magnetic field intensity have been formulated. It is shown that the depth and climatic zone in which deposits were formed do not affect the results of determination of geomagnetic field intensity. Results of the method examination of the ancient geomagnetic field intensity determination (using re-sedimentation) on contemporary sediments are presented. The intensity of the magnetic field in which sedimentation occurred can be determined with (16—20) % accuracy. The comparison of the average values of the paleointensity of the Late Cretaceous, Early Cretaceous, Late Jurassic, Triassic, Permian, Late and Early Carboniferous obtained on sedimentary and thermomagnetized rocks has been made. It is shown that the sedimentary and thermomagnetized rocks give equal concept on changes of the paleointensity. Based on the study of modern and ancient marine aleurite grey-colored deposits a new method has been proposed for determining the absolute values of the paleointensity in which re-deposition is not used.

**Введение.** Осадочные породы — основной источник информации о вариациях геомагнитного поля. Так, все заключения о поведении палеонапряженности в плиоцене — плейстоцене базируются на данных, полученных по морским и океанским отложениям [Valet, Meynadier, 1993; Guyodo, Valet, 1999; Valet et al., 2005]. В то же время методические аспекты и

вопрос о точности определения напряженности древнего геомагнитного поля по осадочным породам продолжают обсуждаться в геофизической литературе, например [Куражковский, Куражковская, 2001; Бахмутов, 2006]. С одной стороны, имеются работы, в которых показано, что данные, полученные по различным осадочным толщам плейстоцена, хорошо со-

гласуются между собой, и это свидетельствует об адекватности реконструкций палеонапряженности [Петрова, 1998]. С другой стороны, известно, что условия осадконакопления оказывают значительное влияние на петромагнитные параметры морских и озерных отложений [Бахмутов, 2006; Большаков, Виноградов, 2010]. На этом основании высказываются сомнения по поводу точности реконструкций поведения напряженности геомагнитного поля, проводимых по осадочным породам.

Для заключения о корректности определений палеонапряженности в палеомагнитологии используется ряд тестов: 1) испытание методики определения напряженности геомагнитного поля на современных отложениях; 2) сопоставление результатов определения палеонапряженности, полученных по разновозрастным древним осадочным толщам; 3) сравнение результатов реконструкций напряженности древнего геомагнитного поля, проведенных различными методами. Кроме того, поскольку не все отложения пригодны для определений напряженности геомагнитного поля, то на предварительном этапе исследований осуществляется их разбраковка. Критерии, по которым проводится отбор осадочных объектов, пригодных для реконструкций палеонапряженности, постоянно совершенствуются [King et al., 1983; Tauxe, 1993; Guzhikov et al., 2003].

В работах [Tucker, 1981; Петрова, 1998; Куражковский, Куражковская, 2001] тестирование корректности определений палеонапряженности проводилось по молодым отложениям (современным и позднеплейстоценовым, возраст от 0 до 100 тыс. лет). Адекватность результатов определений палеонапряженности по древним отложениям пока не обсуждалась. К настоящему времени получен большой массив новых данных о палеонапряженности по отложениям юры — мела [Cronin et al., 2001; Куражковский и др., 2010]. Их обобщение с результатами определения палеонапряженности, взятыми из монографии [Храмов и др., 1982], дает возможность получить кривую изменений палеонапряженности позднего палеозоя — мезозоя, выполненную по осадочным породам. Таким образом, на данный момент кривые поведения палеонапряженности от позднего палеозоя до современности можно построить как по осадочным, так и по термонамагнитным породам. Сопоставление результатов определения палеонапряженности по осадкам и термонамагнитным породам можно использовать в качестве

одного из критериев их корректности. Вероятно, по мере накопления данных о поведении напряженности древнего геомагнитного поля, а также исследований свойств остаточной намагниченности искусственных и естественных отложений обоснованность выводов об адекватности определений палеонапряженности будет возрастать. Тем не менее уже имеющиеся в настоящее время материалы, полученные по осадочным породам, позволяют приступить к анализу их корректности.

Данная работа посвящена обобщению материалов, касающихся экспериментальных основ методики определения палеонапряженности по морским осадкам и ее апробации на современных и древних отложениях.

**Остаточная намагниченность осадков, переосажденных в лаборатории.** Вопрос о влиянии различных факторов на намагниченность переосаждаемых в лабораторных условиях осадков ( $I_{rd}$ ) на протяжении нескольких десятилетий разносторонне обсуждался в геофизической литературе. Достаточно отметить, что в обзорной работе [Малахов, 1982] приводится 17 моделей, в рамках которых рассматривается влияние различных факторов на величину ориентационной (седиментационной и постседиментационной) намагниченности. В настоящее время количество подобных моделей значительно возросло.

Результаты многочисленных экспериментов позволяют разделить факторы, влияющие на намагниченность переосажденных осадков, по степени их значимости.

1. В стационарном магнитном поле главным фактором, определяющим намагниченность осадков, полученных в результате лабораторного переосаждения, является начальное влагосодержание:  $\phi = m_B / (m_B + m_O)$ , где  $m_B$  — масса воды, в которой происходит переосаждение,  $m_O$  — масса осадка.

2. При некотором начальном влагосодержании на намагниченность осадков может оказывать значительное влияние ионный состав (соленость) жидкости, в которой происходит осажение [Большаков, Куражковский, 1986; 1989].

3. Величина намагниченности может изменяться в зависимости от продолжительности проведения эксперимента или времени выдержки осадка во влажном состоянии. В одних случаях это связано со скоростью релаксации ориентационной намагниченности [Куражковский, 1990; Tauxe et al., 2006], в других — с изменениями магнитоминералогического состава образцов [Куражковский, 1990].

Влияние этих факторов будет показано на примере материалов, полученных в ходе переосаждения двух видов (магнетит- и гематитсодержащих) морских алевритовых отложений. Естественно, подобное разделение достаточно условно. Как показали исследования с использованием электронно-зондового анализатора "Tescan Vega II", все имеющиеся в нашем распоряжении морские отложения имели сложный магнетоминералогический состав. В данном случае разделение выполнено на следующем основании. Магнетитсодержащие сероцветные отложения формировались в восстановительных условиях, температура их размагничивания была около 580 °С. Гематитсодержащие светло-коричневые отложения формировались в окислительной обстановке и теряли свою намагниченность при нагревании выше 650 °С. Магнетитсодержащие осадки образовались во время хазарской трансгрессии и отбирались около с. Черный Яр (Астраханская обл.). Гематитсодержащие юрские отложения отобраны в береговом обнажении р. Волга (выше г. Углич, Ярославская обл.).

**Зависимость намагниченности от начального влагосодержания.** На рис. 1 показана зависимость намагниченности магнетит- и гематитсодержащих осадков от начального вла-

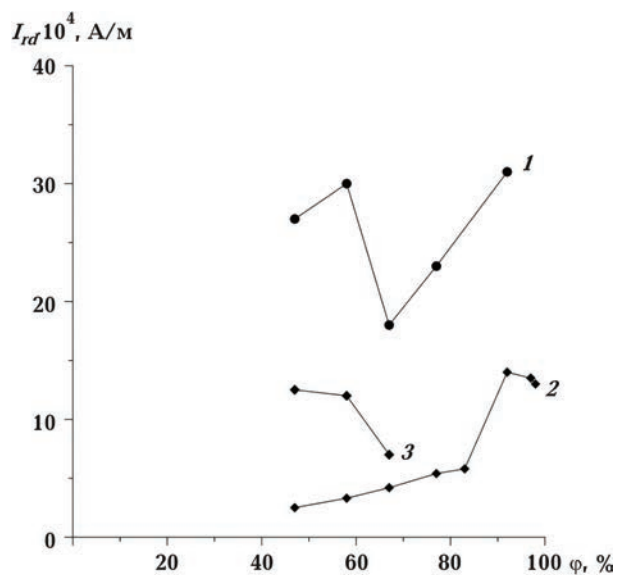


Рис. 1. Изменение намагниченности  $I_{rd}$  переосажденных магнетит- (1) и гематитсодержащих (2) осадков в зависимости от начального влагосодержания  $\phi$ . Намагниченность гематитсодержащего осадка, переосажденного при начальном влагосодержании 47 %, после воздействия вибрации (3).

госодержания. Эти результаты получены в серии экспериментов, заключающихся в переосаждении суспензий осадков, в которых менялось соотношение между количеством жидкости и переосаждаемого материала. В соответствии с характером движения частиц в процессе осаждения и продолжительностью эксперимента начальное влагосодержание разделено на низкое (45—65 %), среднее (65—95 %) и высокое (более 95 %). Переосаждение при низком начальном влагосодержании сводилось к созданию полужидкой суспензии осадка и ее высушиванию. Минимальное начальное влагосодержание соответствовало переходу исследуемого осадка от состояния пластичности к текучести. Осадок приобретал форму сосуда, но его частицы не могли совершать значительных перемещений в поле силы тяжести. При этом стадия высушивания начиналась сразу после создания суспензии. При средних значениях  $\phi$  частицы осадка под действием силы тяжести начинали совершать движение через водную толщу (появлялась стадия седиментации), и продолжительность эксперимента увеличивалась. При высоких значениях  $\phi$  продолжительность эксперимента еще более увеличивалась. Осадок на дне сосудов накапливался за время от 10 до 25 дней. Как видно из рис. 1, гематит- и магнетитсодержащие осадки имели различную форму кривых зависимости  $I_{rd}$  от  $\phi$ . Магнетитсодержащие осадки приобретали относительно высокую намагниченность при низких начальных влагосодержаниях. При дальнейшем росте начального влагосодержания их намагниченность явно не увеличивалась. Намагниченность гематитсодержащих осадков увеличивалась с ростом начального влагосодержания в широком диапазоне  $\phi$ . Затем, начиная с некоторых достаточно высоких значений начального влагосодержания (98—99,5 %), происходило незначительное уменьшение намагниченности с ростом  $\phi$ . Более подробно этот процесс рассмотрен в работах [Большаков, Куражковский, 1989; Куражковский, 1990].

Процесс лабораторного осадконакопления при высоком начальном влагосодержании можно характеризовать скоростью осадконакопления. Так, в ходе лабораторного переосаждения при 98 % начальном влагосодержании накопление слоя осадка мощностью 2,5 см в среднем происходило за 20 дней. При уменьшении начального влагосодержания скорость осадконакопления возрастает. Иными слова-

ми, при лабораторном переосаждении начальное влагосодержание и скорость осадконакопления связаны обратной зависимостью. Скорости естественного морского осадконакопления в среднем значительно меньше, чем в лабораторных условиях, они, как правило, не превышают нескольких миллиметров в год. Проведенные эксперименты показали, что уменьшение скорости осадконакопления (менее 2 см (толщина образца) за 10 дней) не оказывает значительного влияния на величину ориентационной остаточной намагниченности. Следовательно, различие в скоростях лабораторного и естественного осадконакопления не является препятствием при использовании переосаждения для определения напряженности древнего геомагнитного поля.

**Зависимость намагниченности от концентрации соли.** В работах [Большаков, Куражковский, 1986; 1989] было показано, что в лабораторном эксперименте намагниченность искусственных осадков может значительно зависеть от ионного состава (солености) жидкости, используемой для переосаждения. Позднее полученные нами результаты были подтверждены в других работах, например, [van Vreumingen, 1993; Tauxe et al., 2006]. Обобщая итоги экспериментов [Большаков, Куражковский, 1986; 1989; van Vreumingen, 1993; Tauxe et al., 2006], можно отметить следующие закономерности. В зависимости от начального влагосодержания концентрация морской соли ( $C$ ) по-разному влияет на величину остаточной намагниченности переосажденных осадков (рис. 2). Если осадок переосаждался при низком начальном влагосодержании, то увеличение концентрации морской соли способствует незначительному увеличению его остаточной намагниченности. У осадков, переосажденных при высоком начальном влагосодержании, намагниченность уменьшается с ростом концентрации соли. Намагниченность осадков может значительно изменяться в зависимости от концентрации соли в тех случаях, когда  $C$  не превышает 0,5 %. При концентрации соли более 0,5 % намагниченность практически не меняется с ростом  $C$ . Следует отметить, что в морях (даже значительно опресненных) концентрация соли обычно превышает 0,5 %. Таким образом, изменение солености, которое могло происходить в геологическом прошлом в эпиконтинентальных морях, не должно было значительно влиять на магнитные свойства древних осадков.

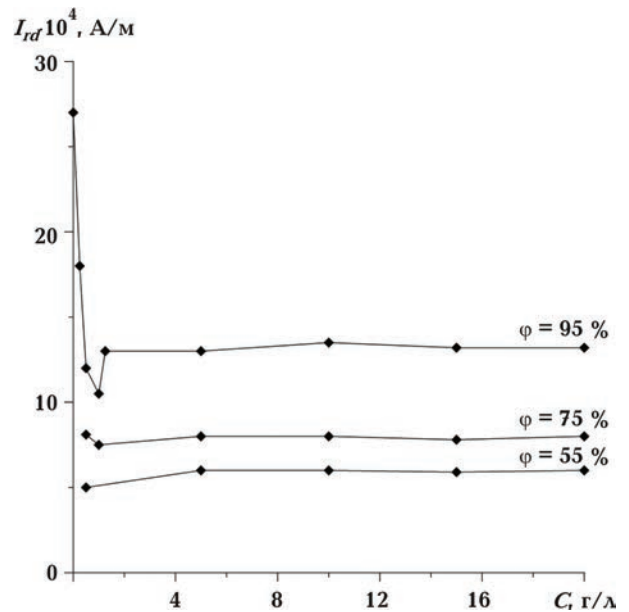


Рис. 2. Зависимость намагниченности  $I_{rd}$  гематитсодержащих осадков, переосажденных при различных начальных влагосодержаниях, от концентрации морской соли.

**Время релаксации постседиментационной намагниченности.** Нами была проведена серия экспериментов, в ходе которых исследовалась зависимость намагниченности и магнитной восприимчивости осадков от времени их выдержки во влажном состоянии [Куражковский, 1990]. Для этого суспензия осадков помещалась в пластиковые контейнеры, после чего периодически проводилось измерение ее намагниченности и магнитной восприимчивости. Было обнаружено, что поведение намагниченности и магнитной восприимчивости магнетит- и гематитсодержащих осадков различается.

Намагниченность суспензии магнетитсодержащих осадков устанавливалась практически мгновенно и в течение некоторого времени оставалась постоянной (рис. 3). Через определенный промежуток времени намагниченность начинала возрастать, а затем уменьшаться. Эти изменения намагниченности сопровождалось уменьшением магнитной восприимчивости ( $\chi$ ), что свидетельствовало о магнетоминералогических изменениях, происходящих в осадке. За время эксперимента (200 дней) изменился цвет осадка (с темно-серого на светло-коричневый) и возросла температура его размагничивания от 580 до 670 °С. Такое же поведение намагниченности и магнитной восприимчивости

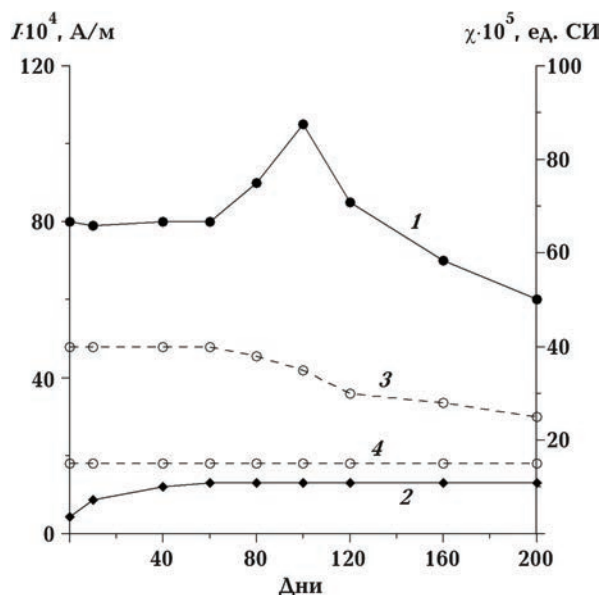


Рис. 3. Зависимость намагниченности  $I$  магнетит- (1) и гематитсодержащих (2) осадков от времени выдержки во влажном состоянии (сплошная линия) Изменение магнитной восприимчивости ( $\chi$ ) магнетит- (3) и гематитсодержащих (4) осадков (пунктирная линия).

обычно происходило и при многократном переосаждении одного и того же образца магнетитсодержащего осадка [Куражковский, 1990].

Гематитсодержащие осадки имели другую зависимость намагниченности от времени выдержки во влажном состоянии. Релаксация (стабилизация) их намагниченности происходила в течение достаточно длительного временного интервала (см. рис. 3). При этом, как показано в работе [Куражковский, 1990], явные минералогические изменения в этих осадках не происходили. Об этом свидетельствовало постоянство магнитной восприимчивости в ходе всего эксперимента. Процесс стабилизации намагниченности гематитсодержащих осадков можно ускорить, применяя вибрацию. Влияние вибрации на величину остаточной намагниченности переосажденных осадков исследовалось в работе [Бураков, 1968]. Воздействие вибрации на суспензию гематитсодержащих осадков позволяло практически мгновенно получать стабильные значения их остаточной намагниченности. Согласно работе [Лидер, 1986], при формировании естественных морских осадков всегда присутствует вибрация.

Как следует из рис. 1, одинаковые значения  $I_{rd}$  и связанные с ней коэффициенты переосаждения ( $P$ ) могут быть получены как пе-

реосаждением полужидкой суспензии, так и переосаждением сильно разведенной суспензии. Результаты исследования морского осадконакопления свидетельствуют, что образованию морских осадочных толщ практически всегда предшествует придонный перенос осадочного материала [Страхов, 2008], в том числе и на большие расстояния. Это обстоятельство является аргументом в пользу того, что намагниченность морских отложений не может формироваться в водной толще. Она формируется либо в придонном слое на границе вода—осадок, либо в полужидком осадке. Таким образом, при определении напряженности древнего геомагнитного поля нет необходимости осуществлять переосаждение через водную толщу.

Лабораторные эксперименты показали, что одинаковая намагниченность одного и того же осадка может быть получена при различных способах его переосаждения: как по методике [Храмов, Шолпо, 1967], так и по методике [Куражковский, 2003]. Тем не менее переосаждение при низком влагосодержании, по нашему мнению, представляется более приемлемым. Во-первых, намагниченность осадков, переосаждаемых при низком начальном влагосодержании, в меньшей степени зависит от изменений солёности жидкости, либо случайных вариаций ее ионного состава. Во-вторых, сокращается продолжительность эксперимента, и в связи с этим уменьшается вероятность магнетоминералогических изменений осадка в процессе лабораторного переосаждения.

**Остаточная намагниченность современных естественных осадков.** Процесс приобретения остаточной намагниченности ( $I_n$ ) естественными осадками, по-видимому, достаточно сложный и его нельзя свести к единому механизму. При обсуждении этого вопроса стабильную естественную намагниченность осадочных пород принято разделять на химическую и ориентационную (вязкая намагниченность легко убирается термическими чистками). В естественных осадках, как правило, присутствуют зерна как аутигенно, так и аллотигенно образованных минералов, обладающих остаточной намагниченностью. Аллотигенно образованные минералы участвуют в образовании только ориентационной намагниченности. Минералы, образовавшиеся аутигенно, могут принимать участие в образовании и ориентационной, и химической намагниченности.

Для определения напряженности древнего магнитного поля в основном отбираются коллекции образцов с преимущественно ориентационной естественной остаточной намагниченностью, поскольку предполагается, что она может моделироваться в лабораторных условиях. Известны различные системы тестирования, позволяющие различать осадки, обладающие преимущественно ориентационной либо преимущественно химической намагниченностью. Например, согласно работе [Guzhikov et al., 2003], об ориентационной природе остаточной намагниченности свидетельствуют следующие признаки: 1) низкая межпластовая кучность (до нескольких десятков) и обратная зависимость внутрипластовой кучности от размеров частиц осадка, 2) низкие значения фактора Кенигсбергера (меньше 0,1), 3) наличие обломочных зерен минерала — носителя остаточной намагниченности. Эти тесты могут быть дополнены. Например, в работе [Страхов, 2008] заключение об аллотигенном происхождении магнетита было сделано на основе его распределения во фракциях, выделенных в ходе гранулометрического анализа.

Величина остаточной намагниченности осадков находится в прямой пропорциональной зависимости от количества зерен минералов, обладающих остаточной намагниченностью, а также величины магнитного поля, в котором происходило осадконакопление. Собственно, на этом экспериментально обнаруженном факте основана сама возможность реконструкции напряженности магнитного поля, в котором образовался осадок. Следует отметить, что бывают редкие случаи, когда  $I_{rd}$  не зависит от величины магнитного поля ( $H$ ) [Куражковский, Куражковская, 2001]. В связи с этим одним из тестов, определяющих пригодность осадка для определения палеонапряженности, является исследование вида зависимости  $I_{rd}$  от  $H$ .

В работе [Борисова, Шолпо, 1985] показано, что естественная термоостаточная намагниченность  $I_n$  может быть представлена следующим выражением:  $I_n = k I_{ri} H / H_0$ , где  $I_{ri}$  — идеальная остаточная намагниченность,  $H / H_0$  — напряженность магнитного поля, нормированная на напряженность современного земного магнитного поля в лаборатории ( $H_0$ ),  $k$  — коэффициент, определяемый экспериментально. По аналогии с этим выражением связь ориентационной естественной остаточной намагниченности с напряженностью магнитного поля может быть представлена следующей формулой:  $I_n = R_{ds} I_{rs} H / H_0$ , где  $I_{rs}$  — остаточная

намагниченность насыщения,  $R_{ds}$  — коэффициент, который также определяется экспериментально. Заметим, что  $I_{ri}$  и  $I_{rs}$  — параметры, зависящие от магнитоминералогического состава осадка. Для осадков, переосажденных в лабораторных условиях, коэффициент  $R_{ds} = I_{rd} / I_{rs}$ .

**Методика определения палеонапряженности и ее апробация на современных осадках.** Для определения палеонапряженности используется соотношение:  $H = I_n H_0 / I_{rd}$  [Храмов, Шолпо, 1967]. При этом для получения  $I_{rd}$  необходимо провести лабораторное переосаждение осадка. Наш опыт показал, что значения  $R_{ds}$  по мощности одной осадочной толщи обычно изменяются незначительно [Куражковский, Куражковская, 2001]. В связи с этим для определения палеонапряженности нет необходимости в переосаждении всех образцов. Достаточно переосадить несколько образцов из разнесенных по мощности осадочной толщи горизонтов, найти среднее значение  $R_{ds}$ , а затем, используя значения  $I_n$  и  $I_{rs}$ , рассчитать напряженность древнего магнитного поля по формуле:  $H = I_n H_0 / R_{ds} I_{rs}$ .

Чтобы определить, насколько точно совпадают значения  $I_n$  и  $I_{rd}$  осадков, образовавшихся в одинаковом магнитном поле, а также получить предварительные данные о значениях  $R_{ds}$ , авторы провели переосаждение современных отложений из различных водоемов. Экспериментально определить коэффициент  $R_{ds}$  для всего многообразия естественных осадков, по-видимому, достаточно сложно. Тем не менее была предпринята попытка определения диапазона значений этого коэффициента для современных морских и пресноводных донных отложений (тонкий песок — алевриты — грубая глина), обладающих ориентационной намагниченностью и образовавшихся в различных климатических зонах. Заключение об ориентационной природе намагниченности этих осадков сделано на основании компиляции тестов из работ [Guzhikov et al., 2003; Страхов, 2008]: низкие значения фактора Кенигсбергера, наличие обломочных зерен магнитных минералов и пропорциональное (весу фракций) распределение значений  $I_{rs}$  между фракциями, полученными в результате гранулометрического анализа. В табл. 1. приведены данные о месте и глубине отбора исследованных отложений, а также значения  $P$ ,  $I_n$ ,  $I_{rs}$  и  $R_{ds}$ , которые получены после  $t$ -чистки при 200 °С. Такую чистку желательнее проводить при работе с современными осадками, обладающими

Т а б л и ц а 1. Места отбора и результаты переосаждения современных отложений

Место отбора кернов	$h$ , м	$I_n \cdot 10^5$ , А/м	$I_{rs} \cdot 10^2$ , А/м	$P$	$R_{ds} \cdot 10^3$
Азовское море южная часть, $\varphi = 45,5^\circ$ , $\lambda = 36^\circ$	8	160	48	1,0	3,4
	10	160	46	0,87	3,5
	12	160	42	0,95	3,8
Азовское море западная часть, $\varphi = 46^\circ$ , $\lambda = 35^\circ$	5	80	40	1,0	2,0
	7	90	46	1,05	2,0
	5	120	33	0,9	3,6
Азовское море северная часть, $\varphi = 46,5^\circ$ , $\lambda = 36^\circ$	6	150	38	1,1	4,0
	8	160	42	0,9	3,8
	11	80	21	0,85	4,0
Дельта р. Волга (п. Кировский), $\varphi = 46^\circ$ , $\lambda = 48^\circ$	0,2	50	16	0,9	3,0
	1,0	40	16	0,9	2,5
Дельта р. Волга (старичное озеро, с. Черный Яр), $\varphi = 48,5^\circ$ , $\lambda = 46^\circ$	0,5	35	16	1,0	2,2
	1,0	32	15	0,95	2,2
Рыбинское водохранилище (сублитораль), $\varphi = 58^\circ$ , $\lambda = 38,2^\circ$	1,0	20	8	1,2	2,5
Финский залив, $\varphi = 60^\circ$ , $\lambda = 28,5^\circ$	42	45	23	1,03	2,0
Баренцево море средняя часть, $\varphi = 74,5^\circ$ , $\lambda = 38,5^\circ$	80	20	8	1,05	2,5
Баренцево море северная часть, $\varphi = 80,5^\circ$ , $\lambda = 44,5^\circ$ $\varphi = 81^\circ$ , $\lambda = 46^\circ$ $\varphi = 79,5^\circ$ , $\lambda = 42^\circ$ $\varphi = 80^\circ$ , $\lambda = 42^\circ$	143	196	75	0,95	2,6
	205	325	90	1,1	3,6
	290	90	30	1,1	3,0
	325	286	116	0,9	2,4
Западная Туркмения (такыр), $\varphi = 38,5^\circ$ , $\lambda = 55,5^\circ$	—	60	31	1,0	2,0

Примечание:  $\varphi$  и  $\lambda$  — географическая широта и долгота,  $h$  — глубина водоема в месте отбора образцов.

однокомпонентной намагниченностью. Она позволяет убирать химическую намагниченность, которая образуется при высыхании образцов вследствие перехода гидрооксидов из раствора в твердое состояние. В ряде случаев эта компонента остаточной намагниченности может превышать ориентационную компоненту намагниченности, связанную с наличием аллотигенных минералов. Образцы для исследования отбирались ударной трубкой. Для определения значений  $P$  и  $R_{ds}$  использовался образец, отобранный из горизонта, находящегося на расстоянии 0—5 см ниже границы вода—осадок.

Во всех случаях переосаждение осуществлялось по методике [Куражковский, 1998; 2003], основные требования к которой изложены ниже. Отдельные элементы этой методики ранее предлагались К. С. Бураковым и М. И. Малаховым:

— переосаждается полужидкая суспензия осад-

ка. Ее начальное влагосодержание должно немного превышать влагосодержание, соответствующее началу текучести, но при этом не должно происходить явной дифференциации частиц по размеру и плотности;

- в одном сосуде переосаждается только один образец [Малахов, Мечетин, 1988];
- размер и форма сосуда для переосаждения подбирается таким образом, чтобы переосажденный и переосаждаемый образцы имели одинаковый размер и форму;
- до процедуры высушивания осадок должен быть подвергнут кратковременной вибрации (для ускорения образования устойчивой текстуры и стабилизации  $I_{rd}$ ) [Бураков, 1968];
- каждый образец должен переосаждаться несколько раз. Монотонный рост или уменьшение величины намагниченности и магнитной восприимчивости в ходе нескольких переосаждений обычно свидетельству-

ют о магнитоминералогических изменениях, происходящих в осадке. Монотонные изменения  $I_{rd}$  при многократном переосаждении являются одним из оснований для отбраковки таких образцов. Кроме того, существование или отсутствие магнитоминералогических изменений необходимо контролировать в ходе измерений  $I_{rs}$  до и после переосаждения на образцах-дублях. Наш опыт работы с осадочными породами свидетельствует о том, что изменение  $I_{rs}$  всего на несколько процентов может изменить величину  $I_{rd}$  в несколько раз. Подобные отложения не пригодны для определения величины палеонапряженности с использованием переосаждения.

Как видно из табл. 1, значения  $I_n$  и  $I_{rd}$  совпадают с хорошей точностью. Их различие не превышает 20 %. Коэффициент  $R_{ds}$  менялся в довольно узких пределах (от  $2 \cdot 10^{-3}$  до  $4 \times 10^{-3}$ ). Переосаждение современных естественных отложений показало, что величина остаточной намагниченности осадков не зависит явным образом от условий их образования (глубины водоема, климатической зоны, солености). Об этом свидетельствовали одинаковые значения коэффициентов переосаждения, полученные по методике [Куражковский, 2003]. Поскольку во всех случаях значения  $P$  оказались близки к 1, нами было сделано заключение о том, что лабораторное переосаждение может использоваться для определения напряженно-

сти геомагнитного поля. Значения коэффициента переосаждения не зависят от условий формирования отложений (глубины и климатической зоны).

**Определение палеонапряженности по отложениям хронов М1 и М0.** Основным доводом в пользу корректности проводимых определений напряженности древнего геомагнитного поля служит совпадение результатов ее исследований по различным одновозрастным геологическим объектам. Погрешности геологических (стратиграфических и радиометрических) датировок обычно значительно превышают характерные времена вариаций палеонапряженности. В связи с этим авторы провели сопоставление оценок средних значений палеонапряженности, полученных по осадочным толщам, одинаковый возраст которых обоснован био- и магнитостратиграфическими методами. Проверка результатов определения палеонапряженности внешней сходимостью проводилась на основе сопоставления данных о палеонапряженности хронов М1 и М0 (поздний баррем — ранний апт). Ранее эти отложения "образец в образец" использовались для построения магнитостратиграфической шкалы юры — мела [Гужиков и др., 2007]. Сведения о месте отбора и возрасте этих отложений приведены в табл. 2. Там же указаны средние значения палеонапряженности, полученные по отдельным осадочным толщам, и приведены оценки их доверительных интервалов ( $\alpha$  95%). От-

Т а б л и ц а 2. Палеонапряженность хронов М1 и М0

Номер фрагмента	Место отбора образцов	Координаты		$H/H_0$ ср	$\alpha$ 95%	Хрон полярности	$R_{ds} \cdot 10^3$
		$\varphi$	$\lambda$				
1	гора Сенгилей	53° 57'	48° 50'	0,40	—	М0	4
2	с. Федоровский створ	52° 38'	48° 12'	0,39	0,13	М0	4
3	с. Черный затон	52° 46'	48° 18'	0,38	0,13	М0	4
4	разрез Чертов Яр	64° 12'	60° 43'	0,38	0,14	М0	4
4	разрез Чертов Яр	64° 12'	60° 43'	0,73	0,16	М1	4
5	с. Кременки	54° 09'	48° 24'	0,96	0,32	М1	4
6	Скважина 204	51° 25'	49° 40'	0,89	0,19	М1	4
7	с. Акуша	42° 16'	47° 20'	0,98	0,54	М1	4
8	р. Урух	43° 03'	43° 49'	0,96	0,30	М1	4

Примечание:  $\alpha$  95% — 95%-ный доверительный интервал оценки средних значений палеонапряженности.



ложения хронов М1 и М0 выбраны в связи с тем, что они достаточно легко распознаются в разрезах меловых осадочных толщ с помощью совместного использования био- и магнитостратиграфических методов. Надо отметить, что ошибки при корреляции возраста пространственно разнесенных осадочных толщ возможны, но в интервале баррем — ранний апт их вероятность минимальна [Гужиков и др., 2007]. В это время инверсии геомагнитного поля происходили редко, и интервалы магнитной полярности достаточно легко распознаются. Инверсии на границах хронов М1, М0 и С34 позволяют проводить корреляцию отложений верхнего баррема — нижнего апта с хорошей точностью. На рис. 4 показаны результаты определения палеонапряженности по этим осадочным толщам (фрагменты 1—8). Обобщенная реконструкция поведения палеонапряженности в хронах М1 и М0 показана в нижней части рисунка. Как видно из рис. 4 и следует из шкал полярности, например [Гужиков и др., 2007], эти хроны имели различную продолжительность. Кроме того, в хронах М1 и М0 амплитуды вариаций палеонапряженности значительно различались.

Осадочные толщ, по которым определялась палеонапряженность хрона М0, разнесены на первые сотни километров. Особенность поведения палеонапряженности в течение хрона М0 — малая амплитуда ее вариаций. Средние значения палеонапряженности, полученные по этим осадочным толщам, практически совпадают между собой.

Разрезы, по которым получена палеонапряженность хрона М1, разнесены на тысячи километров. Условия образования этих отложений (глубина, удаление от берега, скорость осадконакопления) и источники осадочного материала были различными. Палеонапряженность в этом хроне изменялась сложным образом (см. рис. 4). В средней части и в конце хрона имели место всплески палеонапряженности с амплитудой (до  $3H_0$ ). Видно, что накопление этих осадочных толщ происходило не совсем синхронно. По каждому из разрезов получены только фрагментарные данные о палеонапряженности этого хрона. В данном случае различия в оценках средних значений палеонапряженности по исследованным осадочным толщам могли быть связаны как с погрешностями метода ее определения, так и с особенностями вариаций напряженности геомагнитного поля и фрагментарностью имеющихся материалов. Тем не менее разброс средних зна-

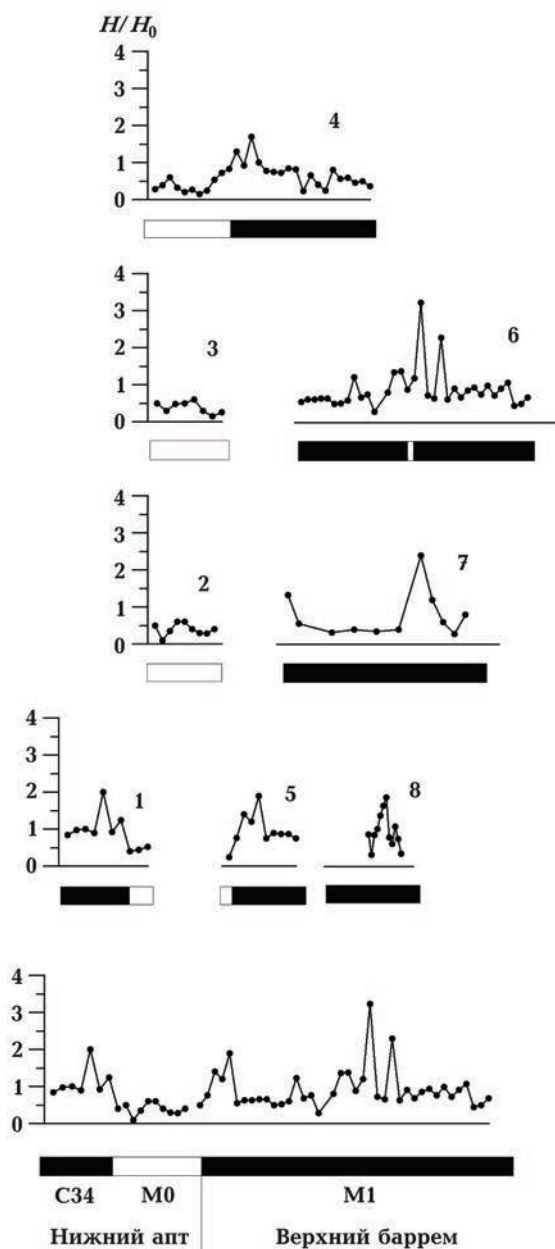


Рис. 4. Фрагменты палеонапряженности  $N/H_0$  хронов М1 и М0.

чений палеонапряженности, полученных по толщам отложений хрона М1, не превышала 20% (см. табл. 2).

Имеющиеся материалы показали, что результаты определения палеонапряженности, проведенные по различным осадочным толщам, совпадают, а изменения условий осадконакопления не оказывают значительного влияния на получаемую картину поведения палеонапряженности. Ранее аналогичный вывод был сделан при сопоставлении данных о палео-

напряженности позднего плейстоцена (0 — 100 тыс. лет), полученных по осадочным толщам, которые образовались в разных климатических зонах [Петрова, 1998]. Совпадение динамики и средних значений палеонапряженности по различным осадочным толщам служит весомым аргументом, свидетельствующим в пользу адекватности проводимых реконструкций напряженности древнего геомагнитного поля.

**Сравнение данных о палеонапряженности, полученных по осадочным и термонамагнитным породам.** При апробации нагревных методов (Телье, Вильсона) на современных Гавайских лавах [Valet, 2003] ошибки определения  $H$  были близки к 20%. Согласно работе [Куражковский, Куражковская, 2001], ошибки единичного определения  $H$  по современным осадочным породам также не превышали 20%. Таким образом, тестирование различных методик определения напряженности магнитного поля на современных естественных осадках и лавах показало, что они позволяют определять  $H$  с примерно одинаковой точностью [Куражковский, Куражковская, 2001; Valet, 2003].

Результаты определений палеонапряженности методом Телье по термонамагнитным породам занесены в мировые базы данных (например, PINT08 (<http://www.geo.uu.nl/~forth/people/Andy/>)). В настоящее время в базах данных содержится более 3000 определений палеонапряженности для возрастного интервала от 3,5 млрд лет до современности. В нашем распоряжении имеются около 1000 определений палеонапряженности, полученных по осадочным породам мезозоя [Храмов и др., 1982; Куражковский и др., 2008; 2010] и палеозоя [Храмов и др., 1982]. Это позволяет провести сравнение средних значений палеонапряженности по осадочным и термонамагнитным породам для интервала ранний карбон — поздний мел.

Для интервала ранний карбон — поздний мел средние значения палеонапряженности, полученные по осадочным и термонамагнитным породам, приведены на рис. 5. Точки графика получены усреднением данных о палеонапряженности раннего и позднего карбона, перми, триаса, поздней юры, раннего и позднего мела, взятых из работ [Храмов и др., 1982; Куражковский и др., 2008; 2010] и базы данных (PINT08). Как видно из рис. 5, поведение палеонапряженности, полученное по осадочным и термонамагнитным породам, прак-

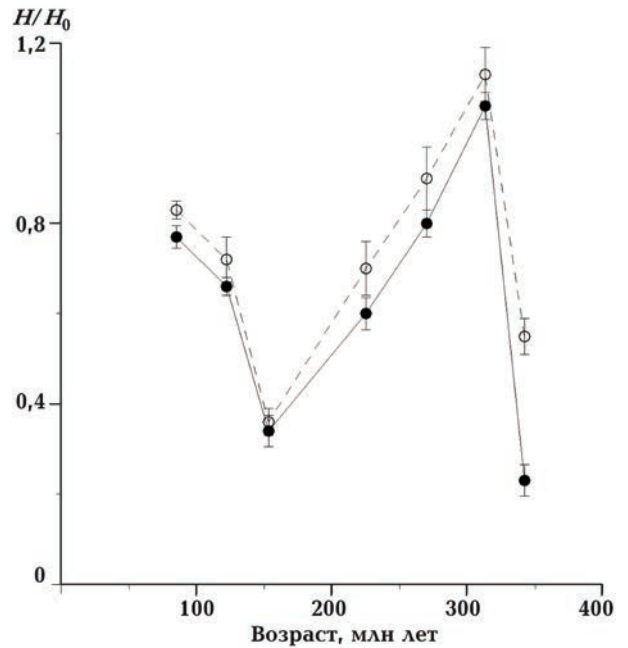


Рис. 5. Изменения палеонапряженности  $H/H_0$  в интервале ранний карбон — поздний мел. Точки получены усреднением данных по осадочным (светлые кружки) и термонамагнитным породам (темные кружки) для раннего и позднего карбона, перми, триаса, поздней юры, раннего и позднего мела. Вертикальными отрезками показаны 95% доверительные интервалы оценки средних значений палеонапряженности.

тически идентично. Так, для конца палеозоя (300—250 млн лет) характерны относительно высокие значения палеонапряженности. В интервале триас — юра (250—150 млн лет) ее значения ниже. В меловом периоде (после 150 млн лет) палеонапряженность снова возрастает. Таким образом, динамика палеонапряженности, полученная по осадочным и термонамагнитным породам, идентична.

**Обсуждение.** Для калибровки данных о напряженности древнего геомагнитного поля до последнего времени обычно использовалось переосаждение. Переосаждение — это трудоемкая процедура. Чтобы исключить переосаждение при определении абсолютных значений палеонапряженности, авторы предприняли попытку найти соотношение между петромагнитными параметрами  $I_{rd}$  и  $I_{rs}$ . Как показали наши исследования, для современных морских сероцветных отложений соотношение между этими параметрами меняется в пределах  $(2,5—4) \cdot 10^{-3}$  (см. табл. 1, 2). В опытах по переосаждению древних морских сероцветных алев-

ритовых отложений в магнитном поле напряженностью 50 мкТл это соотношение всегда было равно  $4 \cdot 10^{-3}$ , а его разбросы не превышали 20 % от среднего. Знание соотношения между параметрами  $I_{rd}$  и  $I_{rs}$  позволяет рассчитывать значения абсолютной палеонапряженности без применения переосаждения. Пока значение коэффициента  $R_{ds} = I_{rd} / I_{rs} = 4 \times 10^{-3}$  получено нами только для древних морских сероцветных алевритовых отложений (для озерных и океанских отложений значение этого коэффициента может быть другим). При этом формула для определения палеонапряженности имеет вид

$$H = I_n H_0 / R_{ds} I_{rs}, \text{ где } H_0 = 50 \text{ мкТл}, R_{ds} = 4 \cdot 10^{-3}.$$

Проведенное исследование показало, что морские сероцветные алевритовые отложения, имеющие (согласно указанному выше тестированию) ориентационную природу намагниченности, могут использоваться для определения напряженности древнего геомагнитного поля. Об этом свидетельствуют испытания методики на современных отложениях, одновозрастных древних отложениях и сравнение данных о палеонапряженности по осадочным и термонамагнитным породам.

Проблема адекватности результатов определений палеонапряженности по осадочным породам обсуждалась в многочисленных публикациях, например [Петрова, 1998; Куражковский, Куражковская, 2001; Бахмутов 2006]. При этом точность определения палеонапряженности по осадочным породам оценивалась разными способами. Так, в работах [Tucker, 1981; Куражковский, Куражковская, 2001] было показано, что величина намагниченности современных естественных морских отложений с 16 и 20 %-ной точностью совпадает с величиной их намагниченности после переосаждения. На этом основании точность единичного определения напряженности древнего геомагнитного поля по осадочным породам составляет около 20 %. В работе [Петрова, 1998] проведено сопоставление данных о поведении палеонапряженности позднего плейстоцена (интервал 0—100 тыс. лет), которые получены по отложениям, сформировавшимся в различных регионах и климатических зонах нашей планеты. Показано, что дисперсия одновозраст-

ных значений палеонапряженности не превышала 25 % от среднего (за интервал 0—100 тыс. лет), а максимальный разброс данных (вблизи экскурсов геомагнитного поля) был двукратным. При определении палеонапряженности по термонамагнитным породам (также в интервале 0—100 тыс. лет) одновозрастные значения палеонапряженности различались в 3—10 раз [Tauxe, Yamazaki, 2007]. Из результатов этих работ следует, что точность определения напряженности геомагнитного поля по осадочным породам выше, чем по термонамагнитным. Сравнение палеонапряженности хронов М1 и М0 (см. рис. 5) по различным осадочным толщам, показало, что оценки ее средних значений с хорошей точностью совпадают. Это свидетельствует в пользу адекватности реконструкций поведения палеонапряженности, проводимых по осадочным породам.

**Выводы.** На основе рассмотренных материалов сформулированы требования к магнитным свойствам образцов и проведению процедуры переосаждения при его использовании для реконструкции напряженности древнего геомагнитного поля по осадочным породам. Испытание методики определения напряженности геомагнитного поля на современных морских отложениях показало, что глубина и климатическая зона, в которой они формировались, не влияют на результаты определения напряженности геомагнитного поля. По результатам этих испытаний точность единичного определения напряженности магнитного поля составляет 16—20 %. Разброс оценок средних значений палеонапряженности по одновозрастным осадочным толщам мелового периода также не превышал 20 %. Показано, что осадочные и термонамагнитные породы дают одинаковое представление о динамике палеонапряженности карбона — позднего мела.

На основе исследования современных и древних морских алевритовых сероцветных отложений найдено соотношение между величинами лабораторной ориентационной остаточной намагниченности (в магнитном поле 50 мкТл) и остаточной намагниченности насыщения  $R_{ds} = I_{rd} / I_{rs} = 4 \cdot 10^{-3}$ . Использование этого соотношения позволяет определять напряженность древнего геомагнитного поля по данному классу осадочных пород без применения переосаждения.

Список литературы

- Бахмутов В. Г. Палеоэволюционные геомагнитные вариации. — Киев: Наук. думка, 2006. — 295 с.
- 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.
- Большаков А. С., Куражковский А. Ю. Влияние солености воды на намагниченность осадков. — Москва, 1986. — 13 с. — (Препр. / РАН ИФЗ; № 5).
- Большаков А. С., Куражковский А. Ю. Ионный состав воды и намагниченность осадков // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1989. — № 5. — С. 118—126.
- Борисова Г. П., Шолпо Л. Е. О возможности статистических оценок палеонапряженности геомагнитного поля // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1985. — № 7. — С. 71—79.
- Бураков К. С. Исследование механизма образования остаточной намагниченности осадочных пород: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. — Москва, 1968. — 150 с.
- 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 Саратов. ун-та, 2007. — С. 69—86.
- Куражковский А. Ю. Влияние начального влагосодержания на намагниченность осадков // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1990. — № 10. — С. 76—80.
- Куражковский А. Ю. Переосаждение как способ петромагнитного анализа и определения палеонапряженности // Процессы постседиментационного намагничивания и характерные изменения магнитного поля и климата Земли в прошлом. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. — С. 58—61.
- Куражковский А. Ю. Применение метода переосаждения для определения климатических изменений и модуля магнитного поля позднего голоцена Западной Туркмении // Физика Земли. — 1998. — № 4. — С. 74—78.
- Куражковский А. Ю., Куражковская Н. А. Оценка ошибок, вносимых меняющимися условиями осадконакопления в реконструкцию вариаций напряженности геомагнитного поля // Физика Земли. — 2001. — № 4. — С. 31—35.
- Куражковский А. Ю., Куражковская Н. А., Клайн Б. И. Связь напряженности геомагнитного поля и особенностей его вариаций с частотой инверсий // Докл. РАН. — 2008. — 420, № 2. — С. 243—247.
- Куражковский А. Ю., Куражковская Н. А., Клайн Б. И., Брагин В. Ю. Геомагнитное поле в геологическом прошлом (за последние 400 млн лет) // Геология и геофизика. — 2010. — 51, № 4. — С. 486—495.
- Лугер М. Р. Седиментология. — Москва: Мир, 1986. — 439 с.
- Малахов М. И. Посториентационная намагниченность ансамбля однодоменных и псевдооднодоменных зерен // Методы палеомагнетизма в решении геологических задач (на примере Дальнего Востока). — Владивосток, 1982. — С. 163—178.
- Малахов М. И., Мечетин А. В. Установка по моделированию естественной остаточной намагниченности осадков методом переосаждения // Физические принципы, аппаратура и методика петромагнитных исследований горных пород. — Магадан: Изд. Северо-восточ. комплекс. науч.-исслед. ин-т АН СССР, Дальневосточное отделение, 1988. — С. 39—49.
- Петрова Г. Н. Реальность отражения изменений палеонапряженности геомагнитного поля в палеомагнитных записях осадочных пород // Физика Земли. — 1998. — № 8. — С. 23—29.
- Страхов Н. М. Проблемы современного и древнего осадочного процесса. Т. 1. Современные осадки морей и океанов. — Москва: Наука, 2008. — 495 с.
- Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. — Ленинград: Недра, 1967. — 251 с.
- Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А., Писаревский С. А., Погарская И. А., Ржевский Ю. С., Родионов В. П., Слауцитайс И. А. Палеомагнитология. — Ленинград: Недра, 1982. — 312 с.
- Cronin M., Tauхе L., Constable C., Selkin P. A., Pick T. Noise in the quiet zone // Earth Planet. Sci. Lett. — 2001. — 190. — P. 13—30.

- Guyodo Y., Valet Y.-P.* Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr // *Nature*. — 1999. — **399**. — P. 249—252.
- Guzhikov A. Yu., Baraboshkin E. Yu., Birbina A. V.* New paleomagnetic data for the Hauterivian — Aptian deposits of the Middle Volga region: A possibility of global correlation and dating of time-shifting of stratigraphic boundaries // *Russ. J. Earth Sci.* — 2003. — **5**, № 6. — P. 1—30.
- King J. W., Banerjee S. K., Marvin J.* A new rock magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: Application to paleointensity for the last 4000 years // *J. Geophys. Res.* — 1983. — **88**. — P. 5911—5921.
- Tauxe L.* Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice // *Rev. Geophys.* — 1993. — **31**. — P. 319—354.
- Tauxe L., Steindorf J. L., Harris A. J.* Depositional remanent magnetization: Toward an improved theoretical and experimental foundation // *Earth Planet. Sci. Let.* — 2006. — **244**. — P. 515—529.
- Tauxe L., Yamazaki T.* Paleointensities. Treatise on Geophysics // *Geomagnetism*. — 2007. — **5**. — P. 509—563.
- Tucker P.* Paleointensities from sediments: normalization by laboratory redepositions // *Earth Planet. Sci. Let.* — 1981. — **56**. — P. 398—404.
- Valet J.-P., Meynadier L.* Geomagnetic field in intensity and reversals during the past four million years // *Nature*. — 1993. — **366**. — P. 234—238.
- Valet J.-P.* Time variations in geomagnetic intensity // *Rev. Geophysics*. — 2003. — **41** (1). — P. 1004. — DOI:10.1029/2001/RG000104.
- Valet J.-P., Meynadier L., Guyodo Y.* Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years // *Nature*. — 2005. — **435**. — P. 803—805.
- van Vreumingen M.* The influence of salinity and flocculation upon the acquisition of remanent magnetization in some artificial sediments // *Geophys. J. Int.* — 1993. — **114**. — P. 607—614.