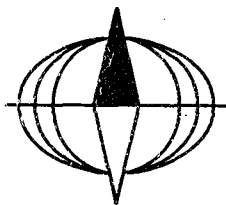


Э.А. МОЛОСТОВСКИЙ, А.Н. ХРАМОВ

**МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ
И
ЕЁ ЗНАЧЕНИЕ В ГЕОЛОГИИ**



Э.А.МОЛОСТОВСКИЙ А.Н.ХРАМОВ

**МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ
И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ
В ГЕОЛОГИИ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО САРАТОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

1997

ББК26323
М75
УДК550382

Молостовский Э.А., Храмов А.Н.

М75 Магнитостратиграфия и ее значение в геологии - Саратов:
Изд- во Саратов. ун-та, 1997.- 180 с .ил.

Molostovsky E.A., Khramov A.N.

Magnetostatigraphy and thear meaning in geology. - Saratov: Saratov
University Publishing House, 1997.- 180 p.: ill.

ISBN 5-292-02126-1

Изложены физические основы палеомагнетизма горных пород и основные принципы их приложения к стратиграфии. Описана техника полевых и лабораторных исследований и различные способы выделения первичной компоненты естественной остаточной намагниченности. Рассмотрены основные принципы построения общей магнитополярной шкалы, вопросы палеомагнитной стратиграфической терминологии, классификации и номенклатуры. Специальные разделы посвящены вопросам построения специализированных магнитостратиграфических схем и палеомагнитного картографирования. Проанализированы основные типы палеомагнитных стратиграфических ошибок, приведены примеры конкретного использования палеомагнитных данных для решения обширного круга задач прикладной стратиграфии.

Табл. 7. Ил. 48. Библиогр.: 133 назв.

Научный редактор профессор Э.А. Молостовский

Рецензенты кандидат геолого-минералогических наук В.Н. Еремин,
кандидат геолого-минералогических наук М.Г. Миних

Издание осуществлено при поддержке
Российского Фонда фундаментальных исследований
по проекту № 95-05-30696



М 1804040000-289
176(02) - 97

ББК 26.323

ISBN 5-292-02126-1

(С) Э. А. Молостовский,
А.Н. Храмов, 1997

Предисловие

В начале 50-х гг. в геологическую литературу вошло новое словосочетание - палеомагнетизм и стратиграфия, которое стало уже вполне обыденным в наши дни. Накопилась обширная литература по этой проблеме, но большинство отечественных и зарубежных публикаций посвящено изложению сведений по магнитной зональности конкретных разрезов или отдельных стратиграфических подразделений.

В период становления метода основное внимание исследователей привлекали физико-минералогические аспекты палеомагнетизма и техника лабораторных экспериментов, ориентированная на выявление природы естественной остаточной намагниченности горных пород и датирование ее отдельных компонент.

По мере развития новый метод постепенно трансформировался в самостоятельную дисциплину со своей методологической базой и проблематикой. Немаловажное значение в этом плане сыграли работы по созданию единой палеомагнитной шкалы.

В семидесятых годах, когда стала очевидной необходимость разработки теоретических основ магнитостратиграфии, появились первые работы по вопросам палеомагнитной стратиграфической систематики и номенклатуры (Храмов и др., 1974; Молостовский, 1983, 1985). Их основные положения в дальнейшем нашли отражение в ряде национальных стратиграфических кодексов. Однако в целом теоретические вопросы магнитостратиграфии разработаны еще недостаточно.

Прежде всего это касается проблемы взаимодействия палеомагнитного метода с другими исследовательскими методами современной стратиграфии и соотношения специализированной шкалы магнитной зональности с общей стратиграфической шкалой.

Недостаточное теоретическое осмысление стратиграфических аспектов палеомагнетизма начинает отрицательно сказываться на практических результатах и перспективах направления в целом, поскольку

методические просчеты и разногласия в выводах зачастую не анализируются и не получают необходимой оценки.

Настоящей книгой авторы пытаются восполнить этот пробел. Монография включает три главы. Первая посвящена вопросам использования палеомагнетизма в стратиграфии, методам полевых и лабораторных исследований, а также основным принципам интерпретации данных. Во второй главе обсуждаются методологические основы магнитостратиграфии, в частности, ее понятийная база. В третьей главе на конкретном фактическом материале рассматриваются многоплановые возможности палеомагнитного метода в практической геологии.

Описание структуры общей магнитостратиграфической шкалы в книге опущено вполне осознанно. Ее отдельные интервалы охарактеризованы во многих зарубежных и отечественных публикациях, а обобщение и критическая переработка всего огромного массива данных возможна лишь в специальной работе.

Авторы сочли целесообразным включить в качестве приложения, составленные ими разделы Стратиграфического Кодекса России (1992). Эти нормативные документы мало доступны большинству палеомагнитологов, а их роль в повседневной работе не требует пояснений.

В монографии А.Н.Храмовым составлена глава I, Э.А.Молостовским - главы II и III, а также раздел 19 из первой главы. Многие вопросы, затронутые в книге, неоднократно обсуждались с Г.Н.Петровой, В.А.Зубаковым, В.М.Трубихиным, Г.З.Гурарием, А.Н.Третьяком, Д.М.Печерским, Б.В.Буровым и другими коллегами, которым авторы выражают свою искреннюю признательность. Авторы глубоко благодарны Л.В.Гребенюк за ее большой и кропотливый труд по подготовке рукописи к изданию.

ABSTRACT

The book is a large-scale generalization on magnetostratigraphy intended for geologists and paleomagnetologists. It comprises three chapters.

The first chapter. Main characteristics of a geomagnetic field are described, as well as principal types of rock magnetization, methods of sample selection and measurement, types of magnetic cleanings. The problems are considered of dating the components of natural remanent magnetization by means of certain field tests and indirect data.

The second chapter deals with the general problems of magnetostratigraphy and the fundamentals of its methods. Definitions for magnetostratigraphic units and their boundaries are given, the problems are discussed of paleomagnetic terminology, classification and nomenclature. Comparative analyses are made of the scale of magnetic anomalies and the magnetostratigraphic scale of continents. The authors consider absolutization of the anomaly scale to be improper; moreover, its validity may be accepted only if it coincides with the paleomagnetic scale of the continents. Magnetochrons of the anomaly scale are abstracted from the regional stratigraphic units, and their reliable identification within definite sections is often practically impossible.

A special section is devoted to revealing the types of the most common errors in magnetostratigraphic methods. Among those are: unsubstantiated identification of magnetozones with linear magnetic anomalies, comparisons of magnetozones of different hierarchic levels, disregard of stratotypes, losses of intervals, recognition of false magnetomes, misinterpretation of a paleomagnetic scale structure.

The third chapter deals with the applied stratigraphic aspects of paleomagnetism. Paleomagnetic information in geologic practice may be used for three research directions: to create specialized regional schemes of magnetic zonalities, for paleomagnetic cartography, in solving concrete geologic problems by means of paleomagnetic methods. Regional and local magnetostratigraphic schemes are widely used in applied stratigraphy to unify stratigraphic schemes and to correlate numerous local subdivisions. The rules for their compilation and the procedure of transfer to geologic survey are described in the book.

There is certain specificity in paleomagnetic mapping of various geologic objects, but in any case, paleomagnetic definitions are interpreted in general geologic context, with the lithologic and paleontologic data considered, as well as the radiochronologic datings. Areal paleomagnetic schemes for the Neogene volcanogenic sequences from the Trans-Carpathians and for the Upper

Permian red-bed formations from European Russia are presented as concrete examples

There is a substantial group of specific geologic problems solvable by means of paleomagnetic methods. These are presenting more details for principal stratigraphic units on the basis of magnetic zonality, determination of rock ages through combining magnetozones and radiochronology, stability assessments of geologic boundaries, analyses of section completeness, magnetostratigraphic correlations. Numerous examples are presented of practical use of paleomagnetism for various intervals of the stratigraphic scale - from the Upper Permian through the Pliocene. Much attention is paid to stratigraphic interpretations of the scalar magnetic characteristics of the sediment sequences with the purpose of detailed division and correlation. Variations of magnetic parameters across the sections become especially valuable in large intervals of stable polarity, with the vectors of natural remanent magnetization losing their stratigraphic importance.

The book is intended for a wide circle of geologists and paleomagnetologists.

The authors are grateful to L. Grebenjuk for their help in preparation of the monograph.

The data on organization and authors

Saratov State University, Geological Institute 410750, Moskovskaja street 161, Saratov, Russia

Molostovsky E. A. - Doctor of Science, professor, chief of laboratory of paleomagnetism

All-Russian Petroleum Scientific Research Geological Exploration Institute 119104, Litomy prospect 39, St. Petersburg, Russia

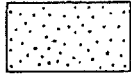
Khramov A. N. - Doctor of Science, professor, head of department of paleomagnetism

ПЕРЕЧЕНЬ УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ И СИМВОЛОВ

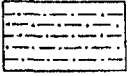
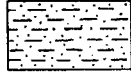
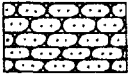
- k - магнитная восприимчивость горных пород,
 J - намагниченность,
 J_i - индуктивная намагниченность,
 J_n (ЕОН) - естественная остаточная намагниченность,
 $J_{го}$ - ориентационная намагниченность,
 $J_{гс}$ - химическая намагниченность,
 J_v - вязкая намагниченность,
 J_s - намагниченность насыщения,
 J_{rs} - остаточная намагниченность насыщения,
 H_s - напряженность поля насыщения,
 H_c - коэрцитивная сила,
 H'_{cs} - напряженность разрушающего поля насыщения,
 k, J_n, H'_{cs} и т.д. - магнитные характеристики горных пород после воздействия на них температурой,
 $dk=k_i - k, dJ_n=J_{n_i} - J_n, dJ_{rs}=J_{rs_i} - J_{rs}$ и т.д. - приращения магнитных параметров после воздействия на горные породы температурой,
 $Q=J_n/J_i$ - отношение Кенигсбергера (фактор Q),
 T - модуль вектора индукции геомагнитного поля,
 dT - аномальное геомагнитное поле,
 H - напряженность магнитного поля,
 T^o - температура,
 T_c - температура (точка) Кюри,
 D - склонение геомагнитного поля,
 I - наклонение геомагнитного поля,
 N, n - прямая полярность геомагнитного поля,
 R, r - обратная полярность геомагнитного поля,
 ϕ - широта точки отбора палеомагнитных проб,
 λ - долгота точки отбора палеомагнитных проб.
 Φ, Λ - широта и долгота палеомагнитного полюса (виртуального магнитного полюса - ВМП) в современных географических координатах,
 k - кучность (степень ориентации) палеомагнитных векторов,
 α_{95} - радиус круга доверия для среднего палеомагнитного вектора (при уровне значимости $p=0,05$),
 A_{95} - радиус круга доверия для среднего палеомагнитного полюса (при уровне значимости $p=0,05$),



глины



пески

интервал
прямой
полярностиалевро-
литыглинис-
тые пески

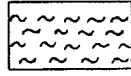
песчаники



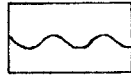
опоки

интервал
обратной
полярности

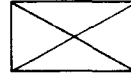
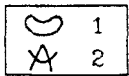
мергели



суглинки

известня-
ки

размыв

отсутст-
вие палео-
магнит-
ных дан-
ныхископаемые остатки:
1. остракоды
2. двустворкипроекция векторов j_n на
нижнюю полусферупроекция векторов j_n на
верхнюю полусферу

Глава 1. МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ И ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ. ОСНОВЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

1.1. ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Палеомагнитология изучает явления палеомагнетизма, т.е. магнитное поле Земли геологического прошлого, закрепленное в своеобразных отпечатках этого поля - векторах естественной остаточной намагниченности (J_n) горных пород. Исследуются распределение в пространстве и изменение во времени геомагнитного поля в геологическом прошлом, закономерности распределения этого поля в горных породах и последующая история его отпечатков. Все эти явления находят приложение в изучении строения Земли, ее эволюции, а также в решении вопросов геологической практики (Храмов, Шолпо, 1967; Палеомагнитология, 1982). Перспективы метода в решении различных геологических задач зависят прежде всего от разработки палеомагнитной - стратиграфической и хронологической - шкалы, основанной на истории геомагнитного поля. Подобно тому, как окаменелости и отпечатки организмов, живших в геологическом прошлом, позволяют изучать историю развития органического мира, синхронизировать содержащие их пласты и определять возраст этих пластов, "Окаменелый геомагнетизм" - намагниченность J_n горных пород - позволяет изучать историю магнитного поля Земли через содержащие отпечатки этого поля породы и определять их возраст. И подобно тому, как окаменелость или отпечаток организма не есть сам организм, направление вектора J_n в общем случае еще не есть направление вектора геомагнитного поля в эпоху и в месте образования породы, а модули этих векторов связаны соотношениями, зависящими от многих факторов.

Естественная остаточная намагниченность горной породы в общем случае включает ряд составляющих, возникших в разные моменты геологического бытия породы и в разной степени разрушенных к настоящему моменту. Намагниченность горной породы, как и любого ферромагнетика, зависит не только от ее свойств и значения приложенного магнитного поля, но также и от целого ряда факторов: времени, температуры, механических напряжений, химических изменений. Эти факторы сами по себе, в отсутствии магнитного поля, способны лишь разрушать имеющуюся остаточную намагниченность, однако в присутствии поля любой из них способствует образованию вторичной намагниченности. В зависимости от того, какой из

перечисленных факторов оказывает влияние, возникает намагниченность особого вида.

Среди перечисленных факторов общим для всех горных пород является время. Поэтому всеобщее распространение имеет процесс намагничивания, обусловленный явлением магнитной вязкости. Остаточная намагниченность, возникающая после длительной выдержки пород в магнитном поле, называется вязкой остаточной намагниченностью J_{nv} .

Вязкая намагниченность в малых полях порядка земного растет и разрушается при его отсутствии по логарифмическому закону. Скорости того и другого процесса при постоянной температуре равны, повышение температуры резко ускоряет их течение. Вязкая остаточная намагниченность, возникшая при температурах, превышающих температуры земной поверхности, называется термовязкой остаточной намагниченностью (J_{rv}). Эту намагниченность несут все горные породы, находящиеся на глубине, где температура выше поверхностной, но не превышает точку Кюри ферромагнетика горной породы.

Все ферромагнетики, будучи нагретыми выше температуры Кюри, теряют свои ферромагнитные свойства. Если затем охладить такое вещество до комнатной температуры, то оно приобретет остаточную намагниченность, которая называется термоостаточной J_{rt} ; ее приобретают все магматические породы в процессе их остывания. Высокие значения J_{rt} , ее синхронность породе и стабильность к внешним воздействиям делает эту намагниченность важным носителем палеомагнитной информации.

Остаточная намагниченность возникает при охлаждении образца не только от температуры Кюри до комнатной, но и в любом другом температурном интервале ниже T_c . Такая намагниченность называется парциальной термоостаточной J_{prt} .

Как во время формирования горной породы, так и в дальнейшем в ней образуются и преобразуются ферромагнитные минералы. Если это происходит при температуре ниже точки Кюри возникающего минерала, то в процессе роста его зерен появляется химическая остаточная намагниченность J_{rc} . Как химическая, так и парциальная термоостаточная намагниченности - характерные виды намагниченности метаморфических пород.

При образовании осадочных пород в процессе осаждения магнитных частиц на них оказывает ориентирующее действие геомагнитное поле; частицы стремятся расположиться таким образом, чтобы их векторы намагниченности оказались направленными по полю. При обезвоживании осадка полученная ориентация частиц закрепляется, и осадок приобретает ориентационную остаточную намагниченность J_{ro} .

Другие виды намагниченности, хотя и могут присутствовать в горных породах, играют меньшую роль в палеомагнетизме.

Надежную информацию о древнем геомагнитном поле несет только та компонента J_n , возраст которой совпадает с возрастом породы, так как время возникновения этой компоненты вполне определено. Такая намагниченность называется первичной намагниченностью J_n^0 ; по происхождению она может быть термоостаточной, химической или ориентационной. Главной задачей любого палеомагнитного исследования является выделение первичной намагниченности, установление ее вида, а также определение направления и модуля вектора J_n^0 . Решение этой задачи ведется геометрическими, статистическими и магнитными способами. Наиболее широко применяется так называемая магнитная чистка, т.е. частичное размагничивание образцов переменным магнитным полем, нагревом, химическими реагентами или длительной выдержкой в немагнитном пространстве. Эффективность магнитной чистки основана на том, что намагниченности разного вида, а также их компоненты, связанные с различными магнитными минералами, обладают разной устойчивостью по отношению к тому или иному размагничивающему воздействию. При этом, как правило, компоненты первичной намагниченности оказываются наиболее стабильными, что и облегчает их выделение.

1.2. ПРЕДПОСЫЛКИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПАЛЕОМАГНИТНОГО МЕТОДА В СТРАТИГРАФИИ

При интерпретации палеомагнитных данных, которые представляют собой совокупности векторов J_n , "очищенных" от нестабильных компонент, в качестве исходной принимают модель, базирующуюся на фундаментальных положениях, которые называют основными гипотезами палеомагнетизма; этих гипотез три (Палеомагнитология, 1982):

1) горные породы при своем образовании намагничиваются по направлению геомагнитного поля времени и места их формирования (гипотеза фиксации);

2) приобретенная первичная намагниченность сохраняется (хотя бы частично) в породе в геологическом масштабе времени и может быть выделена (гипотеза сохранения);

3) геомагнитное поле, осредненное за любые промежутки времени порядка 10^5 лет (кроме эпох его резких перестроек), является полем диполя, помещенного в центр Земли и ориентированного по ее оси вращения (гипотеза центрального осевого диполя).

Справедливость этих положений подтверждается как специальными исследованиями, так и практикой палеомагнитных работ. Эти работы в настоящее время охватили все континенты и акватории океанов и громадный интервал геологического времени - от начала протерозоя до современной эпохи. Установлено, что направления палеомагнитного поля (палеомагнитные направления) являются функцией географического положения и возраста исследованных горных пород. Распределение палеомагнитных направлений для разновозрастных пород, в пределах стабильных в тектоническом отношении блоков литосферы, соответствует полю центрального диполя с определенными для данного возраста координатами палеомагнитных полюсов (табл.1) и определенной - прямой (совпадающей с современной) или обратной (противоположной) - полярностью геомагнитного поля. Оказалось, что в течение геологической истории геомагнитное поле претерпело множество инверсий (обращений полярности), а изменение координат полюсов является отражением движения литосферных плит относительно оси вращения Земли. При этом для каждой плиты может быть построена своя траектория кажущегося движения полюса, которые могут быть совмещены лишь в рамках глобальных мобилистских реконструкций.

Многочисленные инверсии геомагнитного поля привели к тому, что разрезы осадочных и вулканогенных толщ оказались расчлененными на чередующиеся зоны прямой и обратной намагниченности.

Глобальность обоих явлений - дрейфа континентов и геомагнитных инверсий - и их запечатление в горных породах служит предпосылкой применения палеомагнитного метода в стратиграфии.

Основой магнитостратиграфических исследований служат палеомагнитные шкалы - например, последовательности координат палеомагнитных полюсов (см.табл.1) или шкалы геомагнитных инверсий, привязанные к нормальной стратиграфической шкале или изотопным датировкам.

Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для интервала
 поздний карбон - современность (Храмов, 1991),
 с дополнениями

Возраст млн лет	Φ^0	Λ^0	N	K	a^0	Возраст млн лет	Φ^0	Λ^0	N	K	a^0
3	88	241	12	94,9	4,1	231	56	137	7	54,2	7,2
9	81	201	12	52,4	5,6	238	52	150	7	58,4	6,9
14	77	212	6	65,7	7,1	245	52	156	9	112,8	4,4
23	74	187	4	33,2	12,1	253	42	161	6	61,1	7,3
34	71	172	4	74,4	8,1	268	38	159	5	48,1	9,0
45	70	162	4	38,9	11,2	288	34	158	5	30,5	11,3
59	62	146	5	46,0	9,2	231	49	145	5	94,8	6,4
71	60	151	5	80,0	7,0	239	49	154	6	57,5	7,5
88	64	151	4	108,4	6,7	244	48	161	10	192,7	3,2
102	67	156	4	52,5	9,7	249	46	165	14	332,4	2,1
110	67	159	5	146,2	5,2	255	43	169	12	204,4	2,8
121	70	167	5	234,3	4,1	262	39	168	8	97,0	5,0
129	71	170	5	188,2	4,1	276	36	168	6	86,5	6,1
142	70	150	6	42,3	8,8	286	38	169	7	94,3	5,5
151	69	131	5	49,1	9,4	294	35	168	6	72,7	6,7
173	65	132	6	29,4	10,5	303	31	167	6	212,3	3,9
189	64	133	5	27,2	12,0	312	27	166	5	88,4	6,7
201	61	128	5	38,2	10,1						
207	56	129	6	48,0	8,2						
215	55	131	6	37,6	9,3						
222	55	138	6	71,0	6,8						

Примечания: Φ , Λ - северная широта и восточная долгота полюса, соответственно; N - число определений; K - кучность полюсов; a - угловая погрешность определения среднего полюса (для уровня вероятности 0.95). Средние полюсы вычислены методом скользящего среднего с окном 20 млн лет. Слева даны полюсы для Северо-Евразийской плиты (в пределах СНГ), справа - для Сибирской (вверху) и Русской (внизу) платформ.

Возраст приведен в соответствии со шкалой Харленда (Харленд и др., 1985).

1.3. ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И МОДЕЛЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО ОСЕВОГО ДИПОЛЯ

Геомагнитное поле в какой-либо точке земной поверхности описывается его составляющими, которые называются элементами земного магнетизма. Применяются сферическая и декартова системы координат (рис.1), в которых D - магнитное склонение; I - магнитное наклонение; H_T - модуль вектора напряженности поля; x , y , z - соответственно северная, восточная и вертикальная составляющие вектора H_T , связанные следующими соотношениями:

$$\begin{aligned} D &= \arctg(y/x), & I &= \arcsin(z/H_T) \\ x &= H_T \cos D \cos I, & y &= H_T \sin D \cos I, & z &= H_T \sin I \\ H_T^2 &= x^2 + y^2 + z^2. \end{aligned}$$

Изменения магнитного поля по поверхности Земли прослеживаются по картам изолиний. Часто используются карты изогон (линий равных магнитных наклонений). Линия, вдоль которой $I = 0$, называется магнитным экватором: точка, в которой $I = 90^0$, называется северным магнитным полюсом, а точка, где $I = -90^0$ - южным магнитным полюсом.

В настоящее время около 90% геомагнитного поля может быть аппроксимировано полем магнитного диполя, помещенного в центр Земли и наклоненного на 11.5^0 по отношению к ее оси вращения - эта часть поля называется дипольным полем. Ось диполя пересекает земную поверхность в точках, называемых геомагнитными полюсами - северным и южным (они не совпадают с магнитными полюсами). Оставшаяся за вычетом дипольного поля часть поля называется недипольным полем.

Поле диполя обладает круговой симметрией относительно оси; таким образом, значения D и I поля центрального диполя в какой-либо одной точке земной поверхности однозначно определяют положения геомагнитных полюсов.

Географические координаты (широта Φ и долгота Λ) северного геомагнитного полюса рассчитываются по следующим формулам, если в точке с широтой ϕ и долготой λ известны значения склонения D и наклонения I :

$$\begin{aligned} \sin \Phi &= \sin \phi \sin \phi_m + \cos \phi \cos \phi_m \cos D, \\ \Lambda &= \lambda + \beta, \text{ если } \sin f_m > \sin \phi \sin \Phi, \text{ и} \\ \Lambda &= \lambda + (180 - \beta), \text{ если } \sin \phi_m < \sin \phi \sin F, \end{aligned} \quad (1)$$

где $\sin \beta = \cos \phi_m \sin D / \cos \Phi$;

$$\text{tg } \phi_m = (1/2) \text{tg } I, \quad (2)$$

где ϕ_m - геомагнитная широта в точке наблюдения.

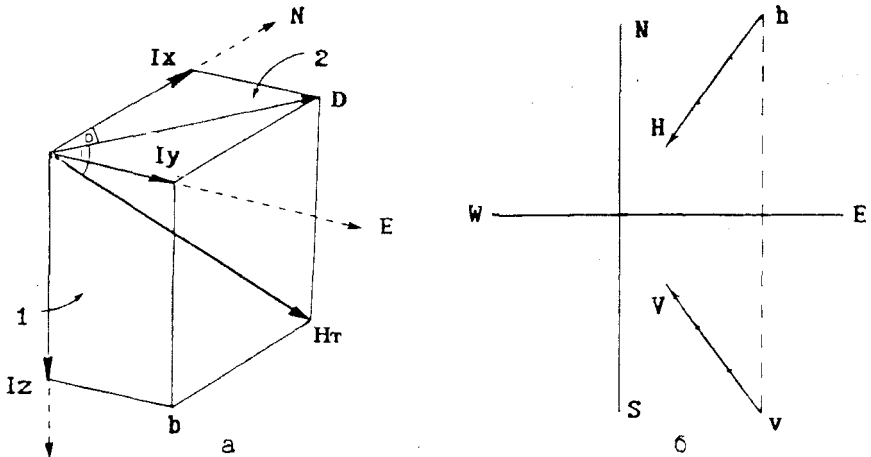


Рис.1. Ортогональная (декартова) проекция: *a* - ортогональные компоненты вектора I_{pc} , *b* - проекции конца вектора на горизонтальную (*H*) и вертикальную (*V*) плоскости. Стрелка показывает движение этих проекций при размагничивании образца

Наличие недипольного поля приводит к тому, что координаты геомагнитного полюса, вычисленные по значениям *D* и *I* в разных точках поверхности, получаются разными, а сами полюсы рассеиваются вокруг истинного геомагнитного полюса. Эти полюсы называются виртуальными геомагнитными полюсами (VGP).

Геомагнитное поле непрерывно изменяется; среднегодовые значения его элементов испытывают вековые вариации. Эти вариации, как показали длинные ряды наблюдений в магнитных обсерваториях, а также археомагнитные и палеомагнитные данные за последний миллион лет носят сложно-циклический характер с периодами порядка $10^2 - 10^4$ лет, налагающимися друг на друга. При этом, если рассматривать промежутки времени больше $10^4 - 10^5$ лет, оказывается, что виртуальные геомагнитные полюсы рассеиваются уже не вокруг геомагнитного, а вокруг географического полюса. Таким образом, осредненное во времени недавнее геомагнитное поле является полем центрального диполя, ориентированного по оси вращения Земли. Такое поле называется палеомагнитным, а соответствующие ему полюсы, рассчитанные по формулам (1) и (2) - палеомагнитными полюсами. Анализ палеомагнитных данных для более древних эпох, включая эпохи палеозоя, показал, что

сформированная таким образом модель центрального осевого диполя остается справедливой для всех исследованных интервалов, исключая моменты геомагнитных инверсий и экскурсов (Палеомагнитология, 1982). Следовательно, палеомагнитные полюсы, полученные осреднением VGP на достаточном временном интервале ($>10^5$ лет), совпадают с древними географическими полюсами.

Если совокупность направлений намагниченности J_n^c распределяется по Фишеру, соответствующее этим направлениям VGP имеет овальное распределение и круг доверия с радиусом a_{95} превращается в овал доверия с полуосями Q_1 и Q_2 , ориентированными перпендикулярно палеомеридиану и по нему, соответственно:

$$Q_1 = a_{95} \frac{\cos f_m}{\cos l}, \quad Q_2 = \frac{a_{95}}{2} \left(\frac{\cos f_m}{\cos l} \right)^2. \quad (3)$$

При существенных ($>1^\circ$) различиях в координатах точек отбора образцов координаты палеомагнитного полюса получают осреднением координат VGP по Фишеру, заменяя в формулах (2), (3) $D \rightarrow L$, $I \rightarrow \Phi$ и вычисляя радиус круга доверия A_{95} для палеомагнитного полюса.

Инверсии - наиболее кардинальное свойство магнитного поля Земли, установленное палеомагнитными исследованиями: оказалось, что геомагнитное поле в течение геологической истории меняло свою полярность многократно.

Решающим для доказательства реальности палеомагнитных инверсий было установление следующих фактов (Палеомагнитология, 1982):

1. Одновозрастные породы повсеместно обладают первичной намагниченностью, соответствующей одной и той же полярности геомагнитного поля.

2. Горные породы, обожженные интрузиями и лавами, независимо от первоначального направления J_p , намагничены так же (либо прямо, либо обратно), как и эти интрузии и лавы.

3. Исключения из этих правил редки и относятся к доказанным случаям самообращения J_n .

4. Закономерности изменения первичной намагниченности в переходных слоях, разделяющих зоны прямой и обратной намагниченности, не могут быть объяснены явлениями самообращения.

Переходные слои, в которых вектор J_n^c поворачивается, были обнаружены вскоре после открытия самого явления чередования в разрезах зон прямой и обратной намагниченности. Чтобы выяснить

морфологию переходов и закономерности процесса геомагнитных инверсий, проводятся детальные исследования переходных слоев. (Гурарий,1988). Изучение этих слоев разного возраста в литологически различных толщах в разных районах позволило выяснить некоторые общие черты процесса.

Геомагнитное поле сначала начинает уменьшаться за несколько тысячелетий до инверсии. Затем, как видно из рис.2, вектор поля начинает поворачиваться так, что соответствующие ему VGP движутся по некоторому, близкому к меридиональному, пути, пересекают экватор и достигают противоположного полюса. Во время этого движения напряженность поля падает до значений, составляющих 20% и менее от типичных для стабильного N- или R-состояния поля. Затем поле восстанавливается, принимая эти типичные значения. Весь процесс занимает, по разным оценкам, от 5000 до 100000 лет (Merrill, McElhinny,1983;Гурарий, 1988).

Время от времени геомагнитное поле делает как бы попытки инверсии, когда VGP отклоняются от палеогеографического полюса более чем на 40°, но, не достигая противоположного полюса, возвращается к своему прежнему положению. Такие движения VGP называются экскурсами. Вопрос о том, имеют ли экскурсы сходную с инверсиями природу и те же источники в ядре Земли и проявляются ли все экскурсы глобально, остается открытым (Гурарий,1988).

Изучение закономерностей геомагнитных инверсий и экскурсов осложняется тем, что характерные времена изучаемых явлений здесь сопоставимы с характерными временами возникновения первичной намагниченности во многих типах осадочных и магматических образований.

Это приводит не только к искажению записи явления, но и к смещению ее вверх по разрезу. Наложение на седиментационную и постседиментационную намагниченность "ранней вторичной" намагниченности химической природы приводит, в условиях быстрых изменений геомагнитного поля, к наличию в составе J_n нескольких разнонаправленных компонент, в том числе и разной полярности. Отсюда следует вывод, что границы между зонами полярности следует проводить по кровле переходной зоны (рис.3) - там, где палеомагнитные направления и величины J_n^c становятся типичными для следующей зоны полярности.

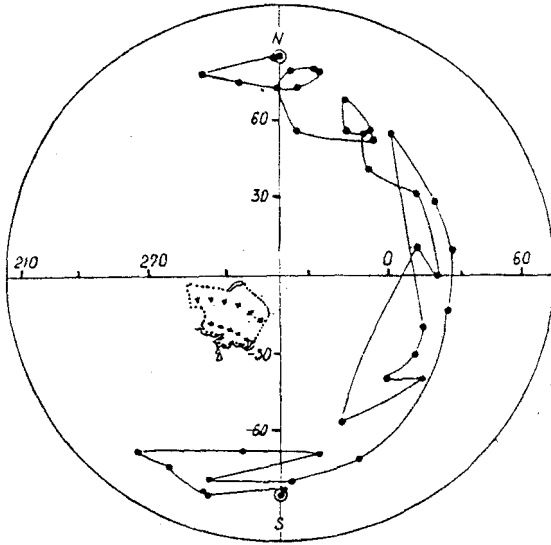


Рис.2. Виртуальные геомагнитные полюсы во времени докембрийской инверсии (относительно палеогеографической сетки) (Палеомагнитология, 1982)

1.4. ВЫБОР ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОТБОР ОБРАЗЦОВ

Объектами магнитостратиграфических исследований могут служить осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи, представленные самыми разнообразными типами пород. Их конкретный выбор определяется как геологическими задачами, так и тем, насколько вероятно сохранность первичной намагниченности J_n° в породах и насколько просто ее выделить. В практике первых десятилетий палеомагнитных исследований наибольшие успехи были достигнуты при изучении красноцветных первично-окрашенных осадочных пород и эффузий основных лав; успешно изучались также бокситы, некоторые сероцветные осадочные породы.

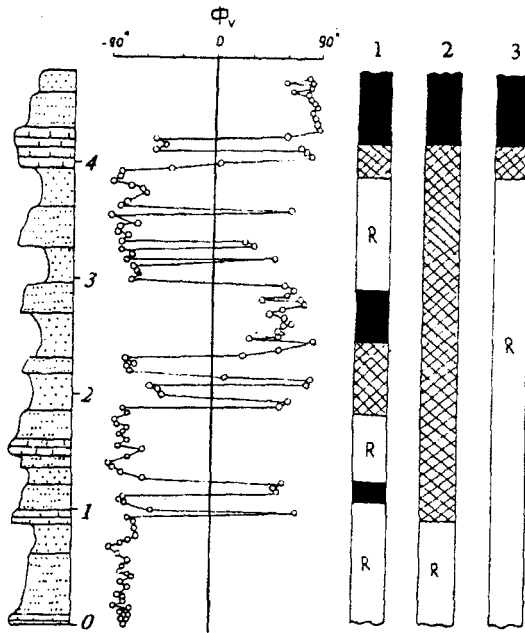


Рис.3. Изменение палеошироты Φ_v (относительно палеогеографической сетки) в переход $R \rightarrow N$ в разрезе раннего ордовика д.Мандра (р.Лена), по данным В.П.Родионова (Палеомагнитология, 1982). Три варианта интерпретации разреза: 1 - выделение узких N- и R- зон в переходных слоях, 2 - отнесение средней части разреза к зоне перехода, 3 - учет наложения постседиментационной намагниченности

Первоочередными объектами исследования служат стратотипические и опорные разрезы, где представлены значительные стратиграфические интервалы, с четкими границами между ярусами, горизонтами и свитами, а все подразделения имеют надежное палеонтологическое обоснование. При интерпретации данных приходится учитывать объемы возможных размывов и перерывов в осадконакоплении и изменения мощностей толщ по простираению. Методикой полевых работ предусматривается неоднократное дублирование всех интервалов разреза в отложениях различных структурно-фациальных зон.

В осадочных формациях предпочтение отдается обычно терригенным и терригенно-карбонатным породам: алевролитам, глинам, тонкозернистым песчаникам, пелитоморфным известнякам и мергелям.

Мало пригодны для палеомагнитных определений кварцевые пески, некоторые разности битуминозных и диатомовых глин, а также грубозернистые песчаники.

Существенное, на 1-3 порядка, увеличение чувствительности магнитометров, применяемых в практике палеомагнитных работ (спинер-магнитометры нового поколения, криогенные магнитометры), позволило вовлечь в орбиту магнитостратиграфии и чисто карбонатные толщи. Эти образования, обычно хорошо охарактеризованные фаунистически, благоприятны еще и тем, что направление их первичной намагниченности, возникшей на стадии раннего диагенеза, не содержит ошибок осаждения и уплотнения, характерных для терригенных пород с ориентационной намагниченностью.

Невозможность решить априорно, какие типы пород наиболее благоприятны для исследования, заставляет, особенно при постановке работ на неизученных объектах, рекомендовать проведение опытных измерений пород разного типа. Однако в любом случае необходима отбраковка образцов с явными признаками вторичных изменений, способных влиять на сохранность первичной намагниченности.

Система отбора образцов на палеомагнитные исследования определяется прежде всего поставленной задачей и объектами изучения. При решении стратиграфических задач применяются следующие системы отбора (Храмов, Шолпо, 1967).

1. **Равномерный отбор образцов по наиболее полным разрезам (обнажениям).** В каждой точке (site в англоязычной литературе) отбирается один-два штуфа (sample) породы, из которых изготавливается 2-3 образца для магнитометрических измерений. Так изучаются однородные осадочные толщи, отдельные пласты, лавовые потоки, пластовые интрузии и дайки. Интервал отбора определяется мощностью геологического тела и минимальным числом требуемых для статистической обработки образцов, которых в каждом обнажении должно быть не меньше 15-20.

2. **Выборочный отбор образцов определенных типов пород.** Применяется, если в разрезе толщи только некоторые породы могли сохранить первичную намагниченность. Система отбора не отличается от системы 1, если благоприятные породы встречаются в разрезе часто. В том случае, если только некоторые немногие пласты пригодны для изучения, число штуфов, отобранных из каждого пласта, увеличивается с тем, чтобы сохранить необходимое общее число (15-20) образцов в каждом обнажении.

3. **Отбор немногих штуфов в разных местах залегания объекта.** Применяется при рекогносцировочных исследованиях. В этом случае

рационально из каждого штуфа изготовить в лабораторных условиях возможно большее количество образцов.

При любой системе отбора, кроме серийных образцов, необходимо составление специальных коллекций, главным образом, для изучения происхождения компонентов J_n и времени их образования. Отбирают образцы из складок (5-10 штуфов вдоль каждого из двух-трех прослоев в различных точках складки), гальки изучаемых пород в вышележащих отложениях, обожженные породы. Кроме того, отбираются образцы на петрографические, минералогические и химические анализы.

Отбор ориентированных образцов сопровождается послойными описаниями пород и поисками ископаемых остатков. В тех случаях, когда используются описания других исследователей, обнажения предварительно изучаются визуально, и в них отыскиваются характерные слои, границы и местонахождения фауны. Весьма желательна совместная работа палеомагнитного отряда с геологами и палеонтологами, что позволяет исключить возможные неточности в стратиграфической привязке палеомагнитных проб.

Частота отбора образцов определяется мощностью изучаемых отложений и характером решаемых задач. В разрезах складчатых областей интервал опробования может варьировать от 3-5 и более метров. Опорные разрезы плейстоцена на рекогносцировочной стадии исследований приходится с отбором образцов через 0.4-0.5 м, при детализации отдельных частей разреза через 0.1-0.3 м, вплоть до сплошного отбора.

При изучении вулканогенно-осадочной толщи отбор образцов производится так же, как и при изучении осадочных толщ. Из лавовых потоков, встречающихся в разрезе, следует отбирать образцы равномерно по плоскостям естественного среза. Первичная намагниченность в лавах, как правило, лучше сохраняется в краевых частях потоков. Однако в этих зонах наблюдается значительный разброс направлений J_n . Поэтому для уверенного определения среднего направления J_n° потока часто требуется до 15 образцов (штуфов).

В метаморфизованных образованиях наиболее рационален равномерный отбор по нескольким профилям через все тело, чтобы выявить в обнажениях участки, где возможно сохранение реликтовой (дометаморфической) намагниченности пород. Число образцов должно обеспечить выполнение всех необходимых анализов для определения направлений всех компонентов древней намагниченности.

Палеомагнитология имеет дело с векторными величинами, и образцы для палеомагнитных исследований должны быть ориентированы в пространстве. Для этого выбирают плоскость маркировки и измеряют с помощью горного компаса азимут и угол наклона этой плоскости. Только

при отборе штуфов сильномагнитных пород и в районах значительных локальных магнитных аномалий пользуются геодезическими (с помощью теодолита) или астрономическим (с помощью солнечного компаса) способами ориентировки.

При изучении слоистых осадочных пород, чтобы избежать пересчетов, в качестве плоскости маркировки стараются выбирать плоскость напластования. Линию падения наносят на плоскость маркировки со стрелкой в сторону падения, азимут этой линии и угол ее наклона (угол падения) измеряют и записывают. В горизонтально залегающих пластах стрелку ставят на север.

Образцы для магнитометрических измерений изготавливаются одним из следующих способов (Палеомагнитология, 1982):

1) от обнажения откалывают штуф породы; плоскость маркировки со стрелкой на ней служит верхней гранью образца; штуф оббивают до получения образца примерно изометричной формы с соотношением наибольшей оси к наименьшей не более 2:1;

2) штуф разрезают на одинаково ориентированные кубики или вручную, или на камнерезном станке; на каждый кубик переносят линию падения со стрелкой;

3) из штуфа перпендикулярно к плоскости маркировки выбуривают керны, которые затем разрезают с помощью камнерезного станка на цилиндры одинаковой высоты.

Такие же керны иногда выбуривают непосредственно на обнажении, минуя процесс отбора штуфов. Для мягких пород применяют пуансоны, позволяющие получать кубики также непосредственно в обнажении.

Правильная форма образцов предпочтительнее, так как позволяет на порядок повысить точность на нижнем пределе измеряемых величин. Размеры кубиков зависят от применяемого магнитометра, обычно они составляют 2-5 см по ребру. В тех же пределах находятся и размеры цилиндров, наибольшая точность измерений обеспечивается при отношении высоты к диаметру $h:d=7:8$.

При картировочном, структурном, разведочном и опорно-параметрическом бурении иногда предпринимается палеомагнитное изучение керна скважин. Основной трудностью подобных работ является необходимость получения ориентированного керна - по крайней мере с отметками "верх-низ", а в ряде случаев по сторонам света. КERN с отметкой "верх-низ" получают обычно в процессе бурения, при извлечении его из колонковой трубы. Этот способ достаточно надежен, но требует присутствия подготовленного оператора при каждом подъеме керна, что не всегда возможно по организационно-техническим причинам. Для

преодоления этой трудности разработан палеомагнитный метод ориентации зерна (Методика..., 1979), основанный на том, что вторичный компонент вектора J_n направлен по современному земному магнитному полю в точке определения, которое известно. Возможна также ориентация по вектору первичной намагниченности пород, если их возраст приближенно известен (Очеретенко, Шевлягин, 1970). Для этого можно воспользоваться результатом палеомагнитных определений на ориентированных образцах того же возрастного интервала, или же вычислить по опорным данным о средних палеомагнитных полюсах направления J_n в районе работ.

Палеомагнитная ориентация зерна скважин в обеих модификациях метода требует разделения первичной и вторичной (современной) составляющей вектора J_n породы. Разная устойчивость этих составляющих к размагничивающим лабораторным воздействиям обуславливает возможность такого разделения.

Среди компонентов вторичной намагниченности наибольшее (строго говоря, всеобщее) распространение имеет естественная вязкая намагниченность (J_{nv}), возникшая в результате длительной выдержки пород в геомагнитном поле и получившая его направление. Рост J_{nv} во времени идет по закону, близкому к логарифмическому. Ее устойчивость к размагничивающим воздействиям растет с увеличением времени выдержки в магнитном поле. Так, вязкая намагниченность, возникшая за несколько месяцев, снимается при нагреве до $80-100^{\circ}\text{C}$ и выдержке при этих температурах в течение получаса, а для уничтожения естественной вязкой намагниченности J_{nv} породы требуются нагревы выше $150-200^{\circ}\text{C}$ (Храмов, Шолпо, 1967). Теория вязкой намагниченности и практика магнитной чистки пород показали, что именно температурная чистка обеспечивает наилучшее выделение J_{nv} и разделение ее компонент (Палеомагнитология, 1982).

Порядок магнитных исследований зерна скважин согласно (Методика..., 1979; Ржевский, Гаас, 1973) таков: вслед за окончанием бурения скважины проводится, с выбранной детальностью, отбор проб из керновых ящиков. Образцы-кубики вырезаются из центральной части зерна так, чтобы ось z была направлена по оси зерна вниз; направления горизонтальных осей x и y - произвольны. Затем проводится серия первичных измерений на магнитометре, после чего коллекция подвергается первой термочистке. Эта термочистка предназначена для снятия "паразитной" вязкой намагниченности, возникшей при хранении образцов в керновых ящиках и в лаборатории. Измеряется направление и величина вектора J_n , свободного от "паразитной" намагниченности.

Вторая чистка проводится при более жестком режиме и имеет целью в возможно большей степени разрушить естественную вязкую намагниченность, но так, чтобы не затронуть первичную намагниченность. Оставшийся после чистки вектор J_n'' измеряется. Разность векторов $J_n'' - J_n'$ должна быть направлена по современному геомагнитному полю в месте расположения скважины.

Третья чистка проводится с целью полного освобождения J_n от вязкой компоненты. Измеренное после чистки направление J_n^0 в координатах образца пересчитывается относительно горизонта и стран света путем совмещения разностного вектора $J_n'' - J_n'$ с направлением современного геомагнитного поля.

Наивыгоднейшие режимы всех трех чисток зависят от многих факторов - минерального состава, размеров, формы носителей намагниченности пород, вида компонентов намагниченности - и подбираются экспериментально. Для красноцветов и пестроцветов верхней перми и триаса востока Русской платформы эти режимы оказались следующими (Методика 1979): первая чистка - $T=75-125^{\circ}\text{C}$ при выдержке $t=0.5-1$ час, вторая - $T=125-150^{\circ}\text{C}$ при $t=4-5$ часов, третья - $T=250-300^{\circ}\text{C}$ при $t=2-3$ часа.

Ограничения описанной методики ориентирования керна сводятся к следующему. Во-первых, необходимо наличие вязкой компоненты намагниченности в измеримых значениях. Малые величины J_{nv} снижают точность ориентации в горизонтальной плоскости, подчас становится невозможной даже ориентация образца по направлению "верх-низ". Во-вторых, применение методики ограничено относительно коротким временем после окончания бурения скважины (несколько месяцев). Длительное хранение керна и образцов приводит к сильному разрушению естественной вязкой намагниченности и, следовательно, к потере основного ориентирующего признака.

1. 5. МАГНИТНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ

1.5.1. Общие принципы измерений

Любая техника палеомагнитных измерений предполагает, что намагниченность образца (как остаточная так и индуктивная) создает вне образца магнитное поле, которое может быть аппроксимировано полем магнитного диполя, помещенного в центр образца. Это верно в том случае, если образец - однородно намагниченный шар и если чувствительный элемент магнитометра находится достаточно далеко от образца. Наиболее удобное практически приближение к этой идеальной

форме - цилиндр или куб. При этом отношение высоты цилиндра к его диаметру должно быть в пределах 0.8-0.9 - тогда погрешности, обусловленные формой образца, остаются меньше случайных измерений.

Так как распределение ферромагнетиков в образце, а следовательно, и его намагниченность заведомо неоднородны, процедура магнитного измерения должна быть таковой, чтобы максимально снять влияние этой неоднородности. Для этого выбирают последовательность положений образца относительно чувствительного элемента прибора и систему обработки результатов измерений подбирают таким образом, чтобы влияние нецентрального диполя свести к минимуму. При палеомагнитных измерениях необходимо подавлять или исключать влияние индуктивной намагниченности. В разных приборах это достигается различными путями: определенной ориентацией чувствительного элемента и образца относительно магнитного меридиана, измерениями образца в разных положениях относительно геомагнитного поля, магнитной экранировкой чувствительного элемента вместе с образцом. Кроме того, для повышения точности измерений весь прибор (вместе с оператором) помещают в большие кольца Гельмгольца, компенсирующие земное магнитное поле или же ведут измерения в полностью экранированном помещении.

В палеомагнитной практике широко применяются магнитометры трех типов - астатические и парастатические, спиннер-магнитометры (рок-генераторы) и криогенные. В странах СНГ и Восточной Европы наибольшее распространение получили астатические магнитометры МА-21 и МАЛ-036 НПО "Рудгеофизика" и ЛАМ-24 завода "Геофизика" в г.Брно (Чехия), а также спиннер-магнитометры ИОН-1, JR-3 и JR-4 тех же заводов. Некоторые лаборатории имеют приборы собственной конструкции, из которых отметим астатические магнитометры ВНИГРИ и Геофизической станции "Борок". Прибор ИОН-1 требует стандартных образцов-кубиков с ребром 24 мм, а JR-3 и JR-4 - с ребром в 20 мм или цилиндров с $l=22$ мм и $d=25.4$ мм. Такие же образцы можно измерять и на астатических магнитометрах; часто для увеличения чувствительности размеры кубиков увеличивают до $5 \times 5 \times 5$ см³.

Криогенных магнитометров, являющихся необходимой принадлежностью всех ведущих палеомагнитных лабораторий Западной Европы и Северной Америки, в лабораториях стран СНГ нет. Поэтому кратко опишем принципы работы астатических магнитометров и спиннер-магнитометров.

1.5.2. Астатические и парастатические магнитометры

Чувствительным элементом астатического магнитометра является система, состоящая из жестко скрепленных между собой магнитов, магнитные моменты которых равны и антипараллельны. Система подвешена вертикально на упругой нити с малым моментом кручения. Такая система нечувствительна к изменениям внешнего однородного магнитного поля и реагирует на поднесенный к системе образец, создающий дополнительное неоднородное поле. Компоненты этого поля и соответствующие им компоненты намагниченности образца измеряются при разных его положениях относительно системы. Если система (рис.4) ориентирована по магнитному меридиану, в положениях I, II, III измеряется только остаточная намагниченность образца, а в положении IV - полная намагниченность в поле, равном вертикальной составляющей геомагнитного поля.

Более помехозащищенной является парастатическая система, состоящая из трех магнитов, из которых два крайних, с одинаковыми и параллельными магнитными моментами, компенсируются средним с удвоенным антипараллельным им магнитным моментом. Эта система нечувствительна также и к полю с однородным вертикальным градиентом; при изменении намагниченности образцов их помещают в боковом положении I или II относительно центрального магнита. Порядок измерений, обеспечивающий компенсацию неоднородности намагниченности образца, одинаков для обоих магнитометров; он изложен в работах (Палеомагнитология, 1982; Храмов, Шолпо, 1967).

Поворот магнитной системы измеряется по отклонению луча света, отраженного от прикрепленного к системе зеркала; в последнее время применяется катушка обратной связи, и измеряется ток, проходящий через нее и создающий магнитное поле, возвращающее систему в нулевое положение.

1.5.3. Спиннер-магнитометры

Принцип действия спиннер-магнитометра (рок-генератора) заключается в измерении фазы и амплитуды переменной э.д.с., наводимой в приемной катушке магнитным полем вращающегося около нее (или внутри нее) образца. Поскольку амплитуда э.д.с., возникающей при вращении образца с магнитным моментом $M = J_r V$ (где J_r - остаточная намагниченность образца, V - его объем), пропорциональна составляющей M_i в плоскости, перпендикулярной к оси вращения, а фаза э.д.с., Ψ , дает угол между составляющей M_i и одной из других осей, можно определить

модуль вектора M и углы α и β , характеризующие его направление. Для оценки погрешности определения образец вращают вокруг всех трех осей x, y, z .

Чтобы определить фазовый угол Ψ требуется опорный сигнал, относительно которого данный угол Ψ измеряют, используя фазовый детектор. Опорный сигнал создается разными путями. Наиболее распространено применение наполовину зачерненного диска (рис.5), перекрывающего в течение половины поворота путь световому лучу, падающему на фотозлемент. Применяется также пара опорных сигналов, смещенных друг относительно друга на 90° и формирующихся двумя фотозлементами. "Фазовая" и "квадратурная" компоненты сигнала усиливаются раздельно и, таким образом, измеряются компоненты M_x и M_y в горизонтальной плоскости, что быстрее и удобнее, чем измерять M_i и фазу Ψ .

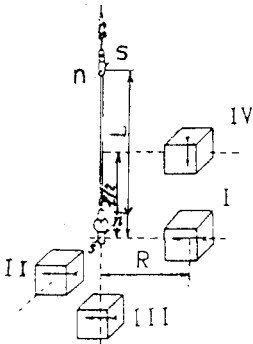


Рис. 4

Рис.4. Положение образца относительно магнитной системы астатического магнитометра

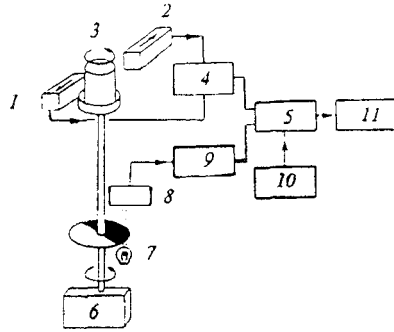


Рис. 5

Рис.5. Блок-диаграмма спинер-магнитометра (Colinson, 1983):

1. 2- феррозонды, 3- образец, 4 - предусилитель, 5- усилитель, 6 - мотор,
- 7- осветитель, 8- фотозлемент, 9- фазовый смеситель, 10 - фазовый детектор,
- 11 - ПЭВМ

Вместо катушек применяются и феррозонды. В одной из систем (Molineux, 1971) сигнал считывается 128 раз за каждый оборот образца, а моменты считывания определяются с помощью освещения фотозлемента через радиальные прорезы во вращающемся диске.

Результаты измерений интегрируются за несколько циклов, последующий анализ Фурье во встроенном компьютере дает фазу и величину J_n . Суммирование сигнала за несколько оборотов применяется и в спинер-магнитометрах JR-4, JR-5.

1.6. ЕСТЕСТВЕННАЯ ОСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

1.6.1. Краткие сведения о магнетизме

Носителями палеомагнитной информации в горных породах являются зерна минералов, относящихся к группе ферромагнетиков - веществ, в которых атомные магнитные моменты располагаются упорядоченно. В зависимости от вида упорядочения ферромагнетики разделяются на четыре класса.

Первый составляют вещества, магнитные моменты атомов которых ориентируются параллельно друг другу (рис.6,а). Это упорядочение сохраняется только ниже определенной для данного вещества температуры (точка Кюри). Это ферромагнетики в узком смысле.

В веществах второго класса (рис.6,б) энергетически более выгодной оказывается антипараллельная ориентация атомных магнитных моментов. Вещества эти не обладают макроскопическим магнитным моментом, а выше некоторой температуры - точки Нееля - упорядочение разрушается. Такие вещества называются антиферромагнетиками и являются подклассом третьего класса (рис. 6,в)- ферримангнетиков. В ферримангнетиках различные типы атомов обладают разными магнитными моментами, поэтому, несмотря на антиферромагнитный порядок, эти вещества имеют суммарный магнитный момент. Четвертый класс образуют вещества, атомные моменты которых ориентируются не точно антипараллельно, т.е. угол между ними немного отличается от 180° (рис.6, г). Они обладают малым суммарным магнитным моментом, направленным перпендикулярно оси антиферромагнитного порядка. Такие вещества называются слабыми ферромагнетиками. Основными носителями магнетизма в горных породах являются вещества двух последних классов: ферримангнетики и слабые ферромагнетики.

Итак, ферромагнетики должны быть спонтанно (самопроизвольно) намагничены. В действительности же этого нет, что объясняется наличием доменной структуры: объем ферромагнитного тела разбивается на домены - области с разными направлениями намагниченности. В отсутствие внешнего поля энергетически наиболее выгодно размагниченное состояние такого тела, когда магнитные моменты доменов взаимно скомпенсированы. В процессе намагничивания тела сначала, в слабых полях, происходит смещение доменных границ: домены, направление намагниченности которых ближе к направлению внешнего поля, растут за счет остальных (рис.7, а). В более сильных полях, когда образец достигает

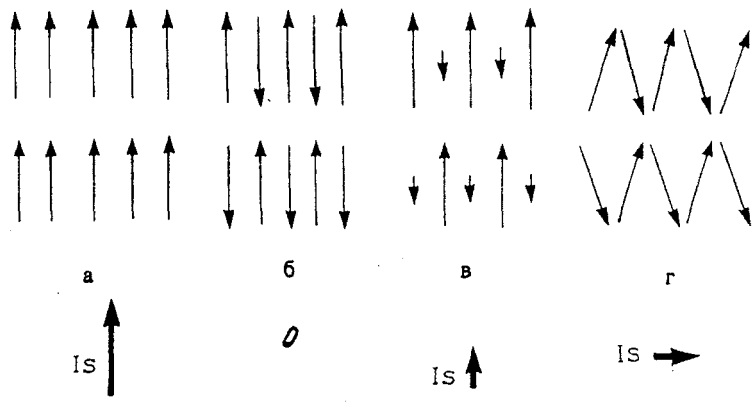


Рис.6. Классификация ферромагнитных веществ : а- ферромагнетики, б- антиферромагнетики, в- ферримагнетики, г- слабые ферромагнетики

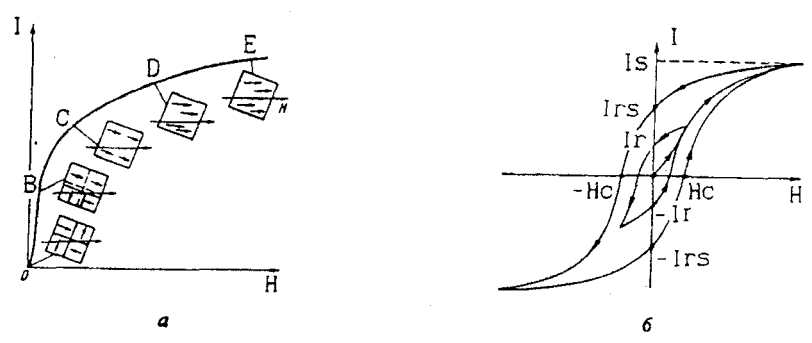


Рис.7. Процесс намагничивания ферромагнитного вещества (а) и петля магнитного гистерезиса (б): OB -область Релея, OC - смещение доменных границ, CE - вращение спонтанной намагниченности

однодоменного состояния, начинается поворот векторов намагниченности к направлению внешнего поля, пока все они не станут ему параллельными; поле, в котором это достигается, называется полем насыщения H_s . Намагниченность вещества в этом состоянии называется намагниченностью насыщения J_s . Если теперь уменьшать внешнее поле, то кривая размагничивания пойдет выше кривой намагничивания (рис.7,б) и в поле $H=0$ намагниченность окажется не равной нулю - получим остаточную намагниченность насыщения J_{rs} . Чтобы намагниченность стала равной нулю, необходимо приложить поле противоположного направления - это поле называется коэрцитивной силой H_c . Если увеличивать поле в этом направлении, опять наступит насыщение. Аналогично процесс пойдет и в обратном направлении. Цикл этот называется магнитным гистерезисом, а его изображение (рис.7,б) - петлей магнитного гистерезиса (полной). Частные петли магнитного гистерезиса получаются, если максимальное внешнее поле $H < H_c$. Возникающая при этом намагниченность называется нормальной или изотермической J_n , а ее часть после снятия поля - нормальной остаточной намагниченностью J_r .

Образец горной породы, помещенный в переменное магнитное поле с постепенно убывающей до нуля амплитудой, при отсутствии постоянного магнитного поля приходит в размагниченное состояние, называемое нулевым. Если же этот процесс идет в присутствии постоянного магнитного поля (рис.8), то образец приобретает остаточную намагниченность, значительно превышающую нормальную, возникающую в том же постоянном поле. Эта намагниченность называется идеальной остаточной намагниченностью J_{ri} . Природная идеальная намагниченность, которая может возникнуть при ударе молнии, является лишь помехой при палеомагнитных исследованиях, однако при лабораторном изучении магнитных свойств пород J_{ri} имеет большое значение, выступая в качестве эталона сравнения в процессе решения вопроса по природе естественной остаточной намагниченности (Петрова, 1978).

1.6.2. Магнитная модель горной породы

Горные породы представляют собой весьма специфический сложный магнетик. В них, как правило, содержится некоторое количество зерен минералов - ферромагнетиков (магнетит) или слабых ферромагнетиков (гематит), рассеянных в пара- или диамагнитной матрице. Малые размеры таких частиц и малые их концентрации в большинстве горных пород позволяют применять к ним, с достаточным для палеомагнетизма приближением, простую модель - ансамбля

невоздействующих однодоменных частиц, разработанную Л.Неелем (McElhinny, 1973, Палеомагнитология, 1982).

Как показано в предыдущем разделе, однодоменное состояние ферромагнетика достигается в высоких полях; с уменьшением размера тела и, следовательно, с увеличением его удельной поверхности энергетически более выгодным становится однодоменное состояние при все более малых полях. Для каждого магнитного вещества существует критический диаметр d_0 ; если диаметр частицы этого вещества $d < d_0$, то она находится в однодоменном состоянии даже в нулевом поле. Значение d_0 находится в обратной зависимости от спонтанной намагниченности J_s ; для слабого ферромагнетика гематита $d_0 = 1.5$ мм. Это означает, что практически весь гематит, рассеянный в горных породах, находится в однодоменном состоянии.

Рассмотрим ансамбль однодоменных одноосных ферромагнитных зерен. Их оси, вдоль которых эти зерна намагничены до насыщения J_s , ориентированы хаотично, так что ансамбль в целом имеет нулевую намагниченность. С приложением внешнего поля H ансамбль приобретает индуктивную намагниченность в направлении поля. Поведение намагниченности зерна во внешнем поле зависит от его ориентации по отношению к этому полю. Если ось зерна параллельна полю, поведение намагниченности описывается прямоугольной петлей гистерезиса (рис.9а). Намагниченность зерен, оси которых перпендикулярны полю, линейно зависят от напряженности поля в интервале $-H_c$ - $+H_c$ и не имеет гистерезиса (рис.9б). Если же угол Q между осью зерна и полем принимает значение $0 < Q < 90^\circ$, петля гистерезиса принимает вид, показанный на рис. 9в. Поведение же намагниченности всего ансамбля будет описываться петлей гистерезиса, показанной на рис.9,в. Заметим, что коэрцитивная сила такого ансамбля будет составлять лишь половину H_c тех зерен, оси которых параллельны полю.

Таким образом, ансамбль однодоменных зерен, являющийся моделью горной породы, характеризуется спектром коэрцитивных сил (а не одним значением H_c). Этот спектр обычно выявляют путем размагничивания намагниченного до насыщения образца переменным магнитным полем h . Практически под коэрцитивным спектром понимают величину dJ_r/dh , которая получается дифференцированием кривой размагничивания $J_r(h)$.

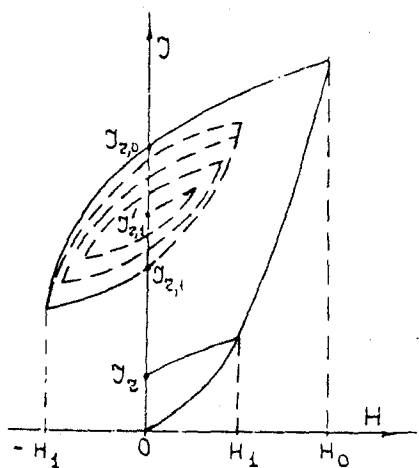


Рис. 8. Идеальное намагничивание

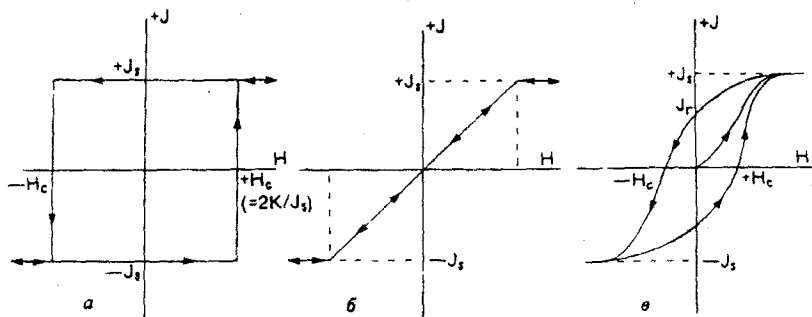


Рис. 9. Петли гистерезиса для однодоменных зерен : а- для зерен, оси которых ориентированы параллельно внешнему магнитному полю, б- для зерен, оси которых ориентированы перпендикулярно полю, в- для ансамбля случайно ориентированных зерен

1.6.3. Спектры размагничивания

Коэрцитивный спектр ансамбля зерен выявляется полностью только в случае размагничивания образца из состояния магнитного насыщения. При размагничивании образца из другого состояния - например, нормальной намагниченности, идеальной, термоостаточной, ориентационной - спектры получаются неполными, так как в формировании таких намагниченностей, особенно в малых полях порядка земного, участвуют магнитные моменты только тех зерен, энергетические барьеры которых преодолеваются данным воздействием. Поэтому один и тот же ансамбль частиц (один и тот же образец) характеризуется разными спектрами размагничивания, в зависимости от того, намагниченность какого вида разрушается переменным полем. Следовательно, если в образце сформированы намагниченности нескольких видов, при его размагничивании выявится сложный спектр.

Пусть в образце последовательно созданы и разрушены переменным магнитным полем две намагниченности разного вида $J_{га}$ и $J_{гб}$ и сняты спектры их размагничивания $dJ_{га}/dh$ и $dJ_{гб}/dh$. Очевидно, что если теперь создать в образце обе намагниченности $J_{га}$ и $J_{гб}$, то при размагничивании такого образца получим спектр $dJ_r/dH = dJ_{га}/dH + dJ_{гб}/dH$. При этом возможны следующие случаи (рис.10):

1) спектры $J_{га}$ и $J_{гб}$ не перекрываются; при повышении амплитуды переменного поля до значения h_1 , лежащего между границами этих спектров, намагниченность $J_{га}$ оказывается полностью разрушенной, а $J_{гб}$ - выделенной в полном объеме (рис.10,а);

2) спектры перекрываются частично; при $h > h_1$ компонента $J_{га}$ разрушается полностью, а $J_{гб}$ - частично, т.е. можно восстановить направление $J_{гб}$, но не ее значение (рис.10,б);

3) спектры перекрывающиеся таким образом, что при любых значениях h возможно лишь частичное разделение компонент $J_{га}$ и $J_{гб}$ (рис.10,в).

4) спектры перекрываются полностью; разделение компонент $J_{га}$ и $J_{гб}$ невозможно даже частичное (рис.10,г);

Подобные же случаи встречаются и при терморазмагничивании и химическом размагничивании образцов горных пород, когда разделяются компоненты J_n с разными спектрами блокирующих температур и блокирующих диаметров.

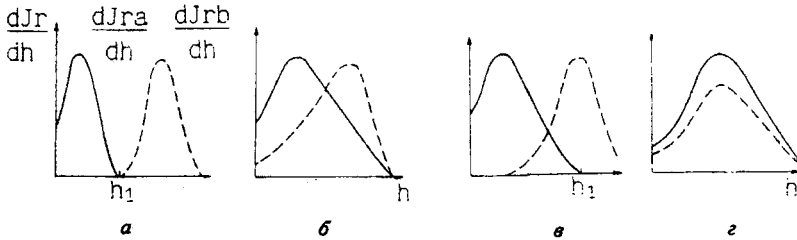


Рис.10. Спектры размагничивания пород с двумя компонентами намагниченности (Палеомагнитология, 1982)

1.6.4. Время релаксации, блокирующая температура

Пусть ансамбль однодоменных зерен обладает суммарным магнитным моментом M_0 , т.е. горная порода намагничена. Намагниченное состояние энергетически невыгодно, так как в результате термических флуктуаций оно со временем будет разрушаться. По прошествии времени t магнитный момент ансамбля будет:

$$M_t = M_0 \exp(-t/\tau),$$

где τ - время релаксации, в течение которого магнитный момент ансамбля уменьшится в e раз.

Время релаксации определяется отношением

$$\tau = \frac{1}{c} \exp \left[\frac{V H_c J_s}{2kT} \right], \quad (1)$$

где под знаком \exp стоит отношение магнитной и тепловой энергии частицы, V - объем частицы, H_c - ее коэрцитивная сила.

Если время релаксации мало (менее 10^3 с), ансамбль быстро теряет (или приобретает) намагниченность. Зерна такого ансамбля называются суперпарамагнитными. Изменение же во времени намагниченности называется магнитной вязкостью.

Время релаксации, как видно из формулы (1), уменьшается при повышении температуры и при уменьшении объема частицы. Для каждого зерна объемом V существует температура, в которой время релаксации становится малым (менее 10^3 с). Она называется блокирующей температурой T_b . Аналогично для данной температуры T существует блокирующий диаметр частицы d_b . Из (1) следует, что $T \ln(\tau) = \text{const}$, т.е.

выдержка образца при температуре T_1 в течение времени t_1 эквивалентна действию большей температуры T_2 в течение меньшего времени t_2 .

1.6.5. Виды намагниченности горных пород и их стабильность во времени

Описанная простая магнитная модель горной породы позволяет представить образование основных видов намагниченности горных пород и понять их стабильность в геологическом времени.

Пусть в результате явления магнитной вязкости в горной породе образовалась, при температуре $T_1 = 150^\circ\text{C}$ за 1 миллион лет термовязкая намагниченность $J_{\text{тв}}$. Расчеты показывают, что в отсутствии магнитного поля, но уже при более высокой температуре $T_2 = 450^\circ\text{C}$, эта намагниченность исчезнет за 1000 секунд (McElhinny, 1973). И, наоборот, остаточная намагниченность, возникшая за 1000 секунд выдержки в магнитном поле при $T_2 = 450^\circ\text{C}$, при понижении температуры до 150°C исчезла бы только через 1 миллион лет. При температуре же земной поверхности эта - парциальная термоостаточная намагниченность сохраняется уже многие миллионы лет. Повысив еще температуру образования намагниченности до блокирующей температуры T_6 или выше, при охлаждении получим термоостаточную намагниченность, расчетное время релаксации которой больше возраста Земли.

Блокирующая температура T_6 зависит, как явствует из формулы (1), от размеров, формы и состава ферромагнитных частиц породы. Поэтому реальные горные породы обладают неким спектром блокирующих температур, распределенных в некотором интервале ниже точек Кюри ферромагнетиков, содержащихся в данной породе.

Аналогией процессу образования термоостаточной намагниченности является процесс образования химической (кристаллизационной) намагниченности $J_{\text{гс}}$, когда в ходе роста выпавших из раствора или возникших при распаде твердых растворов и химических превращений зерен ферромагнетика их диаметры достигают блокирующего диаметра d_6 . Очевидно, что и в состоянии химической намагниченности порода характеризуется спектром блокирующих температур.

Ансамблю частиц, создающих ориентационную намагниченность, присущ определенный спектр блокирующих температур, естественно, отличный от спектра материнской породы, вследствие измельчения зерен и разной степени участия в формировании $J_{\text{тв}}$ частиц разного размера. Итак, намагниченности разного вида (происхождения), связанные с магнитными частицами магнетита различного размера и состава, обладают

разными спектрами блокирующих температур и разными спектрами размагничивания в процессе воздействия на породу температурой или переменным полем. Это обстоятельство является основой методов магнитной чистки.

1.7. МАГНИТНАЯ ЧИСТКА

1.7.1. Принципы магнитной чистки

Отдельные компоненты естественной остаточной намагниченности (J_n) нередко связаны с зернами разного происхождения, состава, размера и времени образования. Это обстоятельство заставляет применять различные способы разделения этих компонент, чтобы определить их направления и оценить их возраст. Эффективным и потому обязательным способом такого разделения является магнитная чистка. Наиболее широкое применение получили такие ее виды, как термочистка и чистка переменным магнитным полем, реже применяется химическая чистка.

Магнитная чистка состоит в постепенном размагничивании образца горной породы при все большем размагничивающем воздействии. При этом, чтобы не допустить подмагничивания образца, процесс ведется в "магнитном вакууме", т.е. в пространстве, где посторонние магнитные поля (в том числе и земное) экранированы или скомпенсированы встречными полями, созданными, например, системой колец Гельмгольца.

Возможность разделения компонент J_n посредством магнитной чистки обусловлена тем, что ансамбли разных размеров и представленных разными минералами имеют различные спектры блокирующих температур T_b и коэрцитивные спектры. Намагниченности разных видов "занимают" разные части этих спектров.

Магнитная чистка применяется в двух вариантах - непрерывного или ступенчатого размагничивания. В первом - магнитное поле (или температура) постепенно повышается и ведется непрерывное измерение величины и направления оставшейся части намагниченности. Этот способ применяется редко в виду технической трудности измерения малых магнитных моментов в высоких магнитных полях и при высоких температурах. Поэтому обычно используют вариант ступенчатого размагничивания: образец нагревают последовательно до температур T_1, T_2, \dots, T_n (воздействуют переменным полем h_1, h_2, \dots, h_n), каждый раз охлаждая до комнатной температуры (снимая переменное поле) в нулевом поле и измеряя величину и направление остатка J_n .

Установки для магнитной чистки в России и в ближнем зарубежье серийно не выпускаются. Обычно они конструируются и изготавливаются

каждой лабораторией для своих нужд. Очень малыми партиями выпущены размагничивающая установка Института физики Земли РАН и электропечь с пермаллоевыми экранами Института физики СО РАН в Красноярске. Из зарубежных установок отметим установки для температурного размагничивания фирм Shaw (Англия) и Schonstedt.

1.7.2. Чистка переменным магнитным полем

Этот вид чистки основан на том, что в ферромагнетике под влиянием переменного магнитного поля с убывающей амплитудой уменьшаются частные гистерезисные циклы, что приводит к снижению остаточной намагниченности в тем большей степени, чем выше начальная амплитуда переменного поля размагничивания.

Как следует из рис.11, разные виды намагниченности не одинаково устойчивы к переменному магнитному полю. Так, в магматических породах намагниченности в порядке убывания их стабильности по отношению к переменному полю дают обычно следующий ряд: полная термоостаточная, химическая, термовязкая, вязкая. Термоостаточная и химическая намагниченности однодоменных частиц одинаково стабильны. Для осадочных пород характерны следующие виды I_r : химическая намагниченность однодоменных частиц, ориентационная, химическая многодоменных частиц, термовязкая, вязкая. Однако, как указывалось ранее, порода является многокомпонентной системой не только по способу приобретения намагниченностей, но и по составу ферромагнетиков, размерам их зерен.

К самым магнитожестким относятся мелкозернистый гематит и гидроокислы, к самым магнитомягким - крупнозернистый магнетит. Между этими крайними точками оказываются гемоильмениты, титаномагнетиты, маггемиты, мелкозернистый магнетит. Их коэрцитивные спектры перекрываются, причем ансамбли мелких зерен этих минералов являются более магнитожесткими, чем ансамбли крупных зерен тех же минералов (Палеомагнитология, 1982).

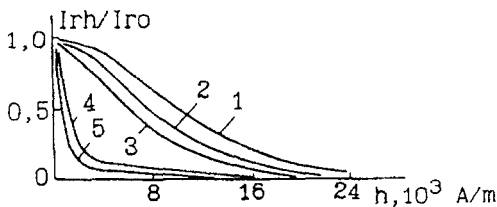


Рис.11. Кривые размагничивания переменным магнитным полем для разных видов остаточной намагниченности при одинаковом исходном значении (Храмов, Шолоп, 1967): 1- термоостаточная, 2- идеальная, 3- вязкая, 4 - динамическая, 5- нормальная остаточная намагниченности

Отметим, что сильная магнитная жесткость породы свидетельствует о наличии однодоменных зерен, имеющих большие времена релаксации. Следовательно, они способны сохранять намагниченность J_n в течение всей жизни породы.

Таким образом, для магматических пород чистка переменным магнитным полем может отделить намагниченность термоостаточного происхождения, связанную с продуктами гетерофазного окисления, возникшую в процессе высокотемпературного автометаморфизма от иных компонент более позднего происхождения.

В осадочных породах химическая намагниченность однодоменного гематита и гидроокислов может быть как вторичной, так и первичной, и обе намагниченности нередко сосуществуют. Красноцветы, которые часто являются объектом палеомагнитных исследований, содержат как рассеянный гематит и гидроокислы, так и обломочный гематит (спекулярит). Таким образом, первичные и вторичные компоненты J_n в красноцветах связаны в большинстве случаев с высококоэрцитивным материалом, и их разделение требует сильных полей, превосходящих нередко 16×10^4 А/м. Это ограничивает применение чистки переменным полем для разделения компонент их естественной остаточной намагниченности.

Основным элементом установок размагничивания переменным полем является соленоид. В его центр, совмещенный с центром компенсационных колец (или центром экранируемого объема), помещают испытуемый образец. Контур соленоида настроен в резонанс с помощью конденсатора. Для достижения эффекта размагничивания переменное поле равномерно понижают от выбранной амплитуды до нуля на каждом шаге размагничивания. Применяется один из двух способов размагничивания. В первом образец неподвижен относительно поля, и размагничивание происходит последовательно по каждой из трех ортогональных осей образца. Второй способ требует вращения образца вокруг двух взаимно-перпендикулярных и не совпадающих с осью соленоида осей. Частоты вращения вокруг разных осей выбираются экспериментально; обычно его значение не более 100-150 кА/м, а шаг составляет 2-8 кА/м, увеличиваясь при переходе ко все большим полям.

1.7.3. Термочистка

Так как время релаксации намагниченности сильно зависит от температуры, то при повышении температуры образца до значений T , перекрывающих нижнюю часть спектра блокирующих температур T_b , намагниченность частиц с $T_b < T$ исчезнет. Если затем охлаждать образец в

нулевом поле, эти частицы останутся не намагниченными. Поэтому последовательное размагничивание образца до все более высоких температур будет оставлять в образце намагниченность, характеризующуюся все более узкой и все более высокотемпературной частью спектра T_6 . Таким путем термоостаточная и химическая намагниченность компоненты J_n с высокими T_6 , отделяются от парциальной термоостаточной, термовязкой и вязкой, значения T_6 которых ниже.

Различия в спектрах блокирующих температур для разных по составу зерен, например, для магнетита и гематита, обеспечивают разделение компонент J_n , связанных с этими минералами, если они оба присутствуют в породах (рис.12). Вообще термочистка наиболее эффективна для выделения гематитовой компоненты, особенно для красноцветов, для которых чистка переменным полем обычно не дает результатов.

Нагревами снимаются не только те компоненты J_n , блокирующая температура носителей которых будет превзойдена, но и те, которые связаны с магнитными минералами, переходящими в другие в процессе терморазмагничивания. Такими минералами являются, например, пирротин, титаномаггемит и такие продукты низкотемпературного окисления, как маггемит и гидроокислы железа - наиболее частые

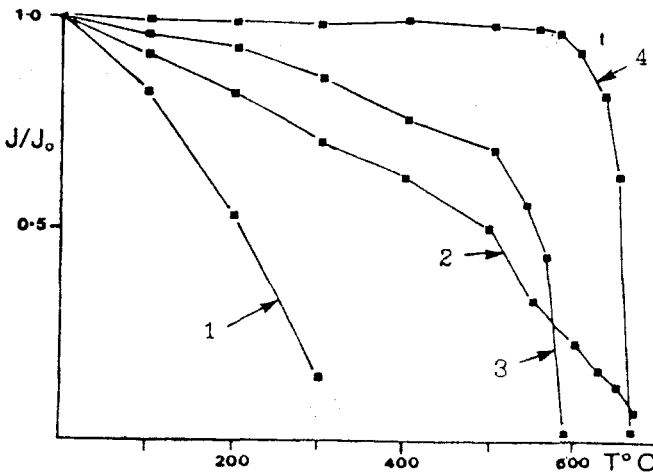


Рис.12. Типичные графики терморазмагничивания образцов горных пород, содержащих пирротин (1), гематит и магнетит (2), с широким спектром T_6 ; магнетит (3), гематит с узким спектром T_6 (4), (Piper, 1987)

носители вторичной химической намагниченности. При нагреве они переходят в конечном счете в гематит. Область превращения маггемита в гематит 250–450°C, интервал распада и преобразования гидроокислов 150–300°C.

При нагревах происходят и превращения парамагнитных соединений в ферромагнитные (например, сидерита в маггемит), что при наличии остаточного поля в установке (низком магнитном вакууме) приводит к образованию паразитной намагниченности. Но даже при высоком магнитном вакууме в установке образец следует экранировать при переносе к измерительному прибору, так как новые минералы за время короткого пребывания в геомагнитном поле могут приобрести большую вязкую намагниченность (особенно, если образец недостаточно остыл).

Изменение материала породы в процессе термочистки обычно контролируют измерениями магнитной восприимчивости k ; значительное возрастание k указывает на привнес более сильной магнитной фазы.

Режим терморазмагничивания образцов отличен от такового при чистке переменным полем: если там шаг ступеней поля увеличивается вместе с применением все большего поля, то при термочистке шаг нагрева с увеличением температуры (с приближением к точкам Кюри минералов-носителей J_n) становится все более узким.

Установки для термочистки включают электрически нагреваемую неиндукционную печь, помещенную в центр системы колец Гельмгольца или системы экранов (обычно 3–6 цилиндрических соосных экранов из пермаллоя). В конструкциях печей, при всех их различиях, соблюдаются следующие условия: немагнитность материалов, из которых изготовлена печь, низкая внешняя теплоотдача, обеспечение равномерного прогрева каждого образца, неоднородности температурного поля в рабочем объеме, не превышающие 10° С, измерение и поддержание температуры с погрешностью до нескольких градусов.

1.7.4. Другие виды магнитной чистки

Приступая к палеомагнитному исследованию коллекции, полезно оценить вклад вязкой намагниченности, которая иногда является единственной вторичной компонентой J_n . Собственно, временная чистка состоит в помещении образцов в магнитный вакуум на некоторое время, чтобы значительно снизить вязкую компоненту их J_n . Более простой метод компенсации естественной вязкой намагниченности ей противоположной, наведенной в лаборатории (Храмов и др., 1982). Всю коллекцию на 15–45 дней помещают в положении *in situ*, измеряют J_n

образцов, а затем такое же время выдерживают их в противоположном положении, повернув их вокруг оси "восток-запад" на 180° С. Вторые измерения J_n (после выдержки "против поля") дают свободные от компоненты J_{nv} направления и значения J_n , а разность результатов первого и второго измерений - оценку компоненты J_{nv} .

При палеомагнитных исследованиях красноцветов, в которых вместе с ориентационной намагниченностью нередко сосуществуют химические (первичные и вторичные) компоненты, нашла применение химическая чистка.

Под воздействием 8-10% раствора соляной или щавелевой кислоты магнитные пленки на пара- и диамагнитных минералах (часто на кварце), более поздние образования на обломочных магнетите и гематите, мелкие зерна, заполняющие трещины или входящие в состав цемента - растворяются, преобразуясь в парамагнитные соли. Таким образом, компоненты, связанные с легко- и плохо растворимыми магнитными фазами, разделяются, и на последних этапах чистки остается компонента J_n , связанная с обломочными зернами спекулярита, несущего ориентационную намагниченность.

Техника химической чистки состоит в следующем (Храмов и др., 1982). Образцы готовят к чистке, надрезая их, распиливая на тонкие пластинки (3-5 мм) или пробуривая отверстия, чтобы увеличить поверхность соприкосновения с кислотой. Измеряют J_n , помещают образцы в отдельные сосуды и заливают кислотой. Через определенные промежутки времени, сначала короткие, затем более долгие, образцы вынимают из кислоты, промывают водой и помещают в магнитный вакуум на время сушки (2-3 суток). Затем снова измеряют J_n и помещают образцы в свежую кислоту. Эта процедура продолжается до тех пор, пока модуль и направление J_n перестанут меняться или J_n станет меньше погрешности измерений.

Магнетит при некоторой низкой температуре, называемой изотропной точкой (для стехиометрического магнетита она равна -143°C), теряет свою намагниченность, а затем при нагреве при $H=0$ восстанавливает намагниченность на 80-90%, если она термоостаточная. Намагниченности других видов при этом восстанавливаются в меньшей степени. Способ чистки прост: погружение в сосуд Дьюара с жидким азотом для охлаждения ниже изотропной точки, а затем естественный нагрев в воздухе до комнатной температуры. Если измерения J_n проводить многократно в процессе нагрева, появляется возможность разделить компоненты J_n , связанные с магнетитом и титаномангнетитами различного состава, так как изотропная точка понижается с увеличением содержания титана. Эта чистка, однако, не нашла широкого применения, так как она

эффективна лишь при наличии в образцах крупнозернистого многодоменного магнетита.

В палеомагнитной практике применяются также и комбинированные чистки, состоящие в последовательном применении нескольких (обычно двух) видов чистки. Так, например, образцы кристаллических пород, отобранных из выступающих частей рельефа, необходимо перед термочисткой подвергнуть размагничиванию переменным полем: наведенная разрядом молнии намагниченность легко снимается действием небольшого (1-2 кА/м) переменного поля, но "тянется" почти до точки Кюри магнетита. Для красноцветов применяют комбинацию термо- и химической чистки и т.п.

1.8. ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ. ОСНОВЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ

1.8.1. Палеомагнитные направления и их изображение

Векторные величины, используемые в палеомагнитных исследованиях, изображаются и анализируются как в сферических, так и в декартовых координатах.

В сферических координатах представляются и анализируются распределения направлений векторов характерной намагниченности J_n (выделенной чисткой компоненты J_n), которые имеют более или менее широкое рассеяние вокруг среднего направления. При этом каждому вектору придают равный вес, независимо от значения J_n^k , представляя каждое направление в виде вектора единичной длины J_n . Таким образом, каждому вектору соответствует точка на сфере единичного радиуса, описанная вокруг общего начала всех единичных векторов как центра этой сферы. Единичную сферу вместе с точками на ней (рис. 13) проецируют на плоскость.

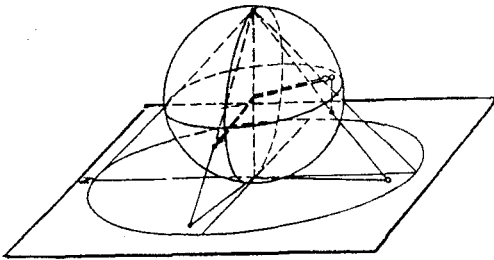


Рис. 13. Изображение направлений векторов на плоскости. Равноугольная полярная проекция

При этом обычно пользуются равнопромежуточными или равноплощадными проекциями. В качестве плоскости проецирования выбирается либо первично горизонтальная поверхность породы (древняя, или стратиграфическая система координат), либо современная плоскость горизонта (современная, или географическая система координат). Направления векторов J_n^c выражают углами склонения: D - углом, отсчитываемым по часовой стрелке между географическим меридианом и горизонтальной проекцией J_n^c - и наклона i - углом между горизонтальной плоскостью и J_n^c ; при этом, если i отсчитывается вверх, он считается отрицательным, а вниз - положительным. В такой проекции, которая называется полярной (рис.14), линии равных склонений проецируются в виде радиусов, а линии равных наклонов - в виде concentрических окружностей обычно изображают только одно - нижнее полушарие, а точки на нем - в виде черных символов (кружков, квадратов, крестиков и т.п.). Точки на верхней полусфере ($i < 0$) проецируются в виде таких же, но контурных (незакрашенных) символов. Иногда применяется проекция на вертикальную плоскость - экваториальная проекция (рис.15), в которой линии равных наклонов - меридианы, а линии равных склонений - параллели.

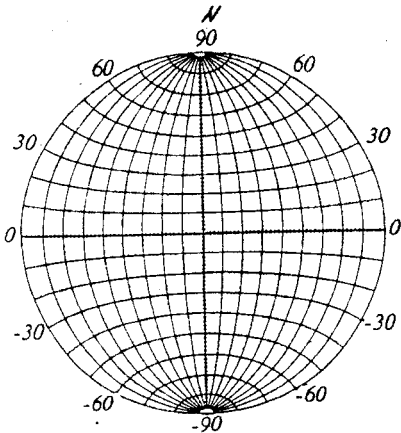


Рис. 14. Равнопромежуточная полярная проекция

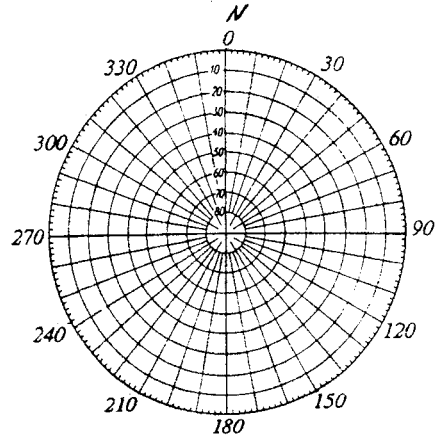


Рис.15. Равнопромежуточная экваториальная проекция

Сферические проекции не позволяют судить о модулях изучаемых векторов, но имеется возможность анализа и направления и модуля вектора с помощью ортогональных проекций, на которых изображаются декартовы составляющие вектора - его проекции на оси x , y , z . Принято использовать правую систему координат, в которой ось x направлена на север, y - на восток, z - вниз.

Конец вектора проецируется на две плоскости - горизонтальную xy и вертикальную (xz или yz). При этом условились проекции на горизонтальную плоскость изображать черными символами, а на вертикальную - контурными (пустыми). Оси градуируются в относительных единицах (долях J_{no}). При постепенном размагничивании образца точки - проекции конца вектора J_n - описывают кривые на обеих плоскостях.

Если намагниченность однокомпонентна, эти кривые выражаются прямыми, сходящимися в начале координат. Если же J_n - многокомпонентна, кривые разделяются на линейные сегменты, каждый из которых соответствует неперекрывающимся частям спектров размагничивания образца из его естественного магнитного состояния.

Способ интерпретации описанных проекций, называемых диаграммами Зийдервельда (рис.16), описан в разделе 1.8.4.

1.8.2. Статистика Фишера

Основные данные, на которые опирается любое палеомагнитное определение, представляют собой совокупность векторов характерной остаточной намагниченности, измеренных в ориентированных образцах изучаемых горных пород. Эти векторы единичной длины j_n рассматриваются как результаты измерений палеомагнитного поля, каждое из которых обладает некоторой погрешностью, вызванной целым рядом причин, среди которых можно отметить погрешности ориентировки образцов и магнитометрических измерений, погрешности, связанные с наводками при магнитной чистке и т.п. Анализ этих погрешностей и других причин рассеяния палеомагнитных векторов показывает, что все они носят случайный характер. В этом случае рассматриваемая совокупность векторов должна удовлетворять следующим условиям (Irving, 1964): 1) векторы совокупности распределяются с осевой симметрией по отношению к направлению палеомагнитного поля; 2) плотность векторов уменьшается с увеличением углового расстояния Ψ от

направления поля; 3) закон этого уменьшения определяется моделью диполей, ориентирующихся в магнитном поле при наличии случайных возмущений; 4) наилучшей оценкой направления палеомагнитного поля будет направление геометрической суммы R нормализованных векторов J_{ni} .

Пусть имеется N единичных векторов J_{ni} ($i=1,2..N$), направления которых заданы углами склонения D_i и наклона I_i , тогда их проекции на оси координат (направляющие косинусы) будут:

$$x_i = \cos I_i \cos D_i; \quad y_i = \cos I_i \sin D_i; \quad z_i = \sin I_i. \quad (2)$$

Геометрическая сумма R этих векторов J_{ni} находится по формуле:

$$R^2 = \left(\sum_{i=1}^N x_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^N y_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^N z_i \right)^2.$$

Она будет иметь направление, определяемое углами

$$D = \arctg \frac{y}{x}, \quad I = \arcsin \frac{z}{R}, \quad (3)$$

где $X = \sum_{i=1}^N x_i$; $Y = \sum_{i=1}^N y_i$; $Z = \sum_{i=1}^N z_i$.

Упомянутая выше модель диполей, ориентирующихся в магнитном поле, приводит к так называемому распределению Фишера

$$P(\Psi) = [K/4 \pi \operatorname{sh}K] \exp (K \cos \Psi), \quad (4)$$

где $P(\Psi)$ - плотность векторов J_{ni} в единице телесного угла, а величина K , называемая кучностью векторов, определяется выражением

$$K = \frac{N-1}{N-R}. \quad (5)$$

Подобно тому, как это делается при нормальном (Гауссовом) распределении, стандартное угловое отклонение вектора J_{ni} от среднего, для распределения (4) оценивается формулой

$$\Psi_{63} = 81 \times K^{-1/2}. \quad (6)$$

Здесь уровень вероятности принят $p = 0.63$, т.е. 63% векторов совокупности располагаются внутри конуса с центральным углом $2\Psi_{63}$. В

палеомагнетизме чаще пользуются уровнем вероятности 95%, которому соответствует угол Ψ_{95} ,

$$\Psi_{95} = 140 \times K^{-1/2}. \quad (7)$$

Погрешность α определения направления среднего вектора, т.е. направления геометрической суммы векторов, как и в случае гауссова распределения, связана с отклонением каждого вектора J_{ni} формулой $\alpha = \Psi^{-1/2}$, т.е.

$$\alpha_{95} = 140 \times (KN)^{-1/2} \quad (8)$$

Формулы (5) - (8) являются приближенными и дают правильные (в пределах 1-2%) значения при $K > 3$ и $N > 5$. Более точная формула для радиуса круга доверия α_p на уровне вероятности p дана Фишером (Irving, 1964)

$$\alpha = \arccos \left(1 - \frac{N-R}{R} \left[(1-P)^{-\frac{1}{N-1}} - 1 \right] \right) \quad (9)$$

1.8.3. Группирование средних направлений намагниченности

Рассеяние палеомагнитных векторов относительно их средних направлений обусловлено действием факторов весьма различной природы и в зависимости от того, каким способом образуются совокупности для вычисления средних направлений, эти последние имеют разный смысл. Поэтому применяется иерархическая система формирования совокупностей векторов и вычисления их средних направлений (см. табл.2): 1) вычисляются средние направления характерной намагниченности J_n^c и их погрешности, оцениваемые по диаграммам Зийдервельда для каждого образца; 2) по этим средним направлениям вычисляются средние направления J_n^c для каждого штуфа; 3) по средним направлениям J_n^c каждого штуфа вычисляются средние направления J_n^c для каждого пласта (потока, дайки); 4) то же делается для каждого обнажения исследуемой толщи (формации, свиты).

Вообще говоря, результат палеомагнитного определения может быть получен на любом из шагов этого вычислительного процесса, т.е. среднее направление J_n^c для объекта исследования может быть вычислено на разных уровнях статистики: на уровне образцов, когда общее среднее направление и его статистические параметры вычисляются по средним направлениям J_n^c для каждого образца, на уровне штуфов, пластов или обнажений.

Иерархия средних направлений J_n^c

Уровни статистики	Определение совокупности векторов J_n^c	Основные причины рассеяния векторов J_n^c
Измерения	для 1 образца	инструментальные ошибки измерения и магнитной чистки
Образцы	из 1 штуфа	погрешности распиловки, неоднородности распределения и состава компонента J_n^c
Штуфы	из 1 пласта	погрешность ориентировки штуфов, магнитные неоднородности
Пласты	в 1 обнажении	вековые вариации древнего геомагнитного поля
Обнажения	в 1 формации (свиты, зоны)	погрешности учета локальной тектоники, древние магнитные аномалии

Как видно из табл.2, только среднее направление, вычисленное на уровнях пластов и обнажений, дает корректные оценки средних направлений J_n^c , а значения кучностей K и стандартных отклонений J_n^c имеют геофизический смысл (Irving, 1964). Эти два уровня статистики и принято использовать при вычислении средних координат D , I палеомагнитного вектора и их статистических характеристик - K , Ψ_{63} и α_{95} . Часто используют статистику на уровне штуфов, что вполне корректно в тех случаях, когда характерное время возникновения J_n^c сравнимо с периодом вековых геомагнитных вариаций или больше него.

Для отдельной оценки параметров рассеяния векторов, обусловленного определенными причинами, необходимо вычисление в соответствии с табл.3 значений K , Ψ_{63} и α_{95} на определенном уровне статистики. Эти оценки будут вполне корректными только при больших числах векторов на предыдущем уровне. В ином случае прибегают к двухуровневому анализу (см. ниже), который учитывает, что кучность векторов, рассеяние которых обусловлено n причинами, каждая из которых дает кучности K_i , определяется формулой

$$\frac{1}{K} = \sum_{i=1}^n \frac{1}{k_i} . \quad (10)$$

Критические значения отношения K_2/K_1 для определения докладчатого (послескладчатого) возраста компонент J_n (McElhinny, 1964)

K_2/K_1	N	K_2/K_1	N	K_2/K_1
6,4	9	2,3	15	1,9
4,3	10	2,2	16	1,8
3,4	11	2,1	17	1,8
3,0	12	2,1	18	1,8
2,7	13	2,0	19	1,7
2,5	14	1,9	20	1,7

Примечание: предполагается, что уровни 3-5 свободны от погрешностей, связанных с неполным разделением компонент J_n разного возраста и неадекватной их идентификацией; способы учета таких погрешностей изложены ниже.

1.8.4. Компонентный анализ

Компонентный анализ имеет целью выявить компоненты естественной остаточной намагниченности исследуемых горных пород и определить направления процесса размагничивания образцов из их естественного состояния в виде поведения вектора J_n в декартовой и сферической системах координат.

Рассмотрим на рис.16 случай двухкомпонентной намагниченности и поведение вектора J_n при разных соотношениях спектров размагничивания этих компонент. Заметим, что на всех шагах размагничивания направления J_n остаются в той же плоскости, что и векторы J_a и J_b . На стереопроекциях эта плоскость - плоскость размагничивания - изображается в виде так называемого круга размагничивания, а на ортогональных проекциях - в виде двух прямых линий, когда разрушается лишь одна компонента J_a или J_b (рис.16 а), или в виде кривых, если спектры размагничивания перекрываются (рис.16 б,в). Очевидно, что в случаях "а" и "б" направление компонент могут быть найдены: в случае "а" они задаются линейными участками 1-6 и 6-9, а в

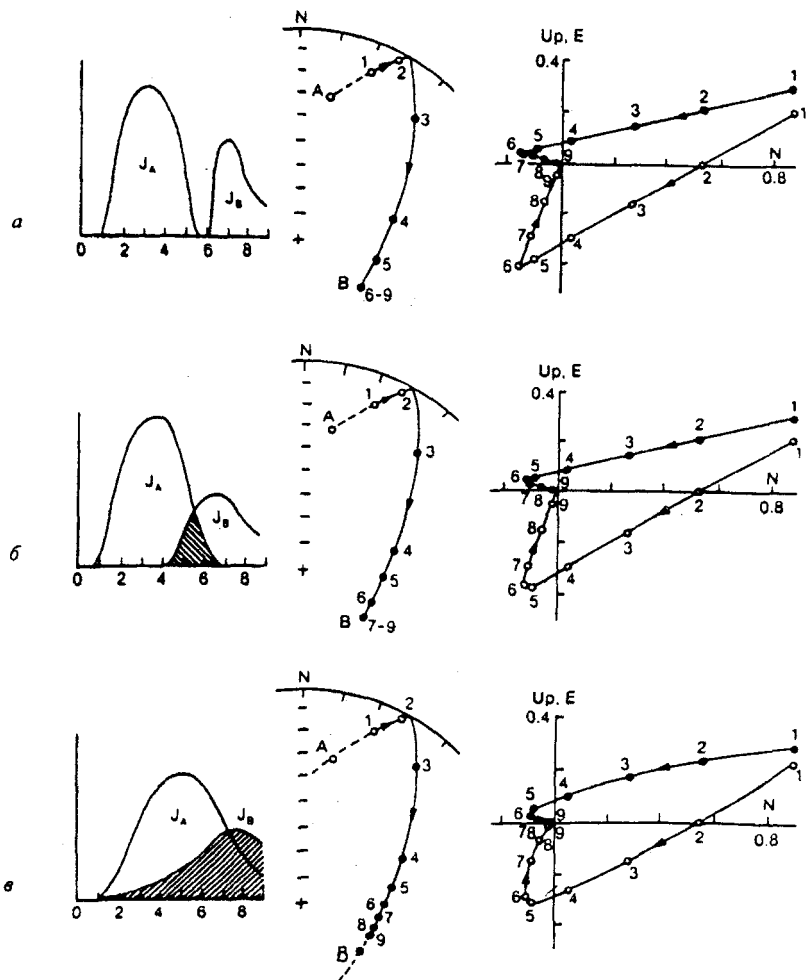


Рис.16. Стереопроекции и ортогональные проекции векторов в процессе размагничивания образцов с двумя компонентами J_n : а- при отсутствии перекрытия спектров T_b или H_c , б- при частичном, в - при полном перекрытии спектров (Dunlop, 1979)

случае "б" - 1-4 и 7-9. Следовательно, углы D_a , I_a и D_b , I_b , определяющие направления компонент J_a и J_b , будут:

$$\begin{aligned} D_a &= \text{arctg}(dx_a/dy_a), I_a = \text{arcsin}(dz_a/dR_a), \\ D_b &= \text{arctg}(dx_b/dy_b), I_b = \text{arcsin}(dz_b/dR_b), \end{aligned} \quad (11)$$

где dx , dy , dz - разности координат концов линейных участков кривых, а dR_a , dR_b - модули разностных векторов, вычисляемые по формуле

$$(dR_{a,b})^2 = dx_{a,b}^2 + dy_{a,b}^2 + dz_{a,b}^2.$$

На практике, в виду наличия экспериментальных погрешностей, положения линейных участков кривых определяют способом наименьших квадратов.

Очевидно, что в случае полностью перекрывающихся спектров размагничивания (рис.16,в) направления ни одной из компонент J_a и J_b не могут быть найдены; может быть определена только так называемая плоскость размагничивания, в которой должны лежать оба вектора - круг размагничивания на стереопроекции. Для нахождения направлений J_a и J_b в таком случае применяют метод сходящихся кругов размагничивания (Halls,1976), который является модификацией известного метода пересечения кругов перемагничивания (Храмов, Шолпо, 1967). Метод этот, в отличие от метода диаграмм Зийдервельда, может быть применен только для специально подобранной (не обязательно многочисленной) группы векторов J_{ni} .

Сущность метода кругов размагничивания лучше всего может быть изложена на примере часто встречающегося случая, когда одна из компонент J_a возникла после смятия пород в складки, а другая - J_b - до этого события. Тогда, если образцы взяты из разных точек складки с разными элементами залегания, компоненты J_a будут иметь большое рассеяние в древней системе координат и малое - в современной, а компоненты J_b - наоборот, малое - в древней и большое - в современной. Каждая пара векторов J_{ai} , J_{bi} будет задавать в пространстве плоскость и линия пересечения этих плоскостей в современной системе координат будет направлением среднего для этих двух образцов вектора J_a , а в древней - среднего вектора J_b . Таким образом, круги размагничивания будут сходиться в современной системе в точке А, соответствующей направлению J_a , а в древней - в точке В (J_b).

Вычисление средних направлений J_a и J_b для всей рассматриваемой совокупности измерений n образцов (n кругов размагничивания) ведется одним из двух способов. В первом $N = 1/2n \times (n-1)$ точек пересечения n кругов размагничивания рассматриваются как проекции на сферу N

направлений векторов, по которым вычисляется направление вектора - результата R , т. е. углы D_r и I_r , величины K , Ψ_{95} и α_{95} по приведенным выше формулам.

Особенностью полученных так распределений N векторов является наличие точек пересечений, сильно отклоняющихся от направления R - из-за того, что некоторые круги размагничивания почти параллельны. Поэтому направления R вычисляют повторно несколько раз, отбрасывая каждый раз точки пересечения, для которых отклонение от среднего $\Psi > \Psi_{95}$. Другой способ состоит в следующем: строятся нормали ко всем плоскостям размагничивания, через них проводится плоскость (ее находят с помощью метода наименьших квадратов), нормаль к средней плоскости и будет средним направлением J_a (или J_b) для совокупности. Рис.17 иллюстрирует этот способ; сами же вычисления, как и все другие расчеты, описанные в данной главе, ведутся на ПЭВМ; соответствующие программы имеются во всех ведущих палеомагнитных лабораториях.

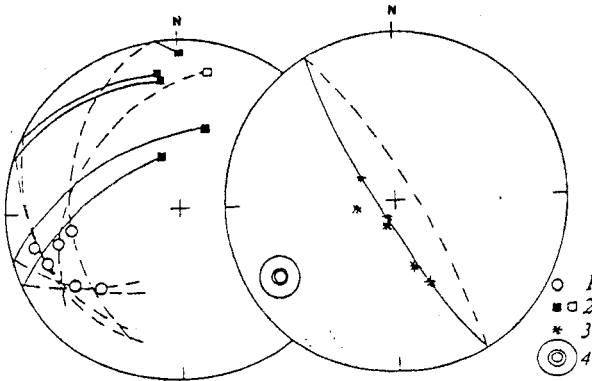


Рис.17. Определение направления доскладчатой намагниченности. Красноцветы нижней перми С.Кавказа, по (Храмов, Давыдов, 1984) с дополнениями: 1- направление компоненты J_n с $T_b > 300$ С; 2- направление компоненты J_n с $T_b < 300$ С; 3 - нормали к плоскостям размагничивания; 4- направления доскладчатой компоненты J_n , определенное как нормаль к кругу, проведенному через нормали к плоскостям размагничивания

1.8.5. Датировка компонент естественной остаточной намагниченности

1.8.5.1. Полевые методы (тесты)

Описанная выше ситуация иллюстрирует один из основных принципов датировки компонент J_n , согласно которому их возраст оценивается по отношению к какому-либо событию в истории горной породы - в данном случае по отношению к эпохе образования складок. Эта группа оценок возраста компонент намагниченности называется полевыми тестами.

Идея полевых, или прямых, способов оценки возраста J_n была предложена еще Б.Брюнесом и П.Давидом в 1906 г. и разработана Дж.Грехемом (Irving, 1964) : если блоки горной породы изменили свою пространственную ориентацию, то можно узнать, когда возникла их естественная остаточная намагниченность - до этого изменения или после него. В первом случае векторы J_n повернутся вместе с этими блоками, во втором окажутся параллельными.

Два частных случая - это смятие пород в складку и их переотложение в виде галечника. Очевидно (рис.18), что слои III и IV намагнитились до образования складки, а слой III, кроме того, и до отложения слоя V; слой же II получил намагниченность после всех этих событий. Намагниченность же слоя I, очевидно, состоит из двух компонент - доскладчатой и послескладчатой.

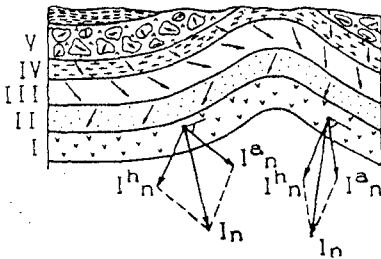


Рис.18. Соотношение векторов I_n и их компонент для пород, изменивших свое первоначальное положение (Палеомагнитология, 1982)

Тест складок состоит в следующем. Сравниваются два распределения одних и тех же векторов характерной намагниченности J_{nc} - одного, полученного в современной системе координат, а другого - в древней. Если образцы взяты из разных частей складки, а складка достаточно крутая, то кучности k_1 и k_2 этих распределений окажутся различными.

В табл.3 приведены критические значения отношения k_2/k_1 в зависимости от числа векторов N ; если экспериментальные значения k_2/k_1 оказались больше критических, то можно утверждать при 95% уровне вероятности, что эти кучности различны. Таким образом, J_n^c значимо доскладчатая, если k_2 вычислена в древней системе координат, и значимо послескладчатая, если k_2 вычислена в современной системе.

Малые значения k_2/k_1 могут соответствовать трем случаям:

1) компоненты J_a и J_b разделены не полностью (рис.18, слой I); 2) J_n однокомпонентна и возникла во время образования складки; 3) складка слишком пологая. В случае 1 ситуация разрешается применением кругов размагничивания; случай 3, как видно из табл. 3, требует увеличения числа анализируемых векторов. Более интересен случай 2, который позволяет оценить время возникновения синскладчатой намагниченности. Для этого вычисляют значения K для векторов анализируемой компоненты при постепенном "выпрямлении" складки. Может оказаться, что обе выделяемые чистой компоненты будут синскладчатыми. Такой случай, например, описан для девонских осадочных пород Южного Уэльса, где были выделены две компоненты - высокотемпературная гематитовая, возникшая, когда наклоны крыльев складки составляли лишь 25% современного, и низкотемпературная, магнетитовая и гематитовая, возникшая, когда складка была уже на 75% сформирована (McClelland-Вtown, 1983). Вообще же, как правило, высокотемпературные компоненты J_n оказываются более древними, чем низкотемпературные, так как они, прежде всего, должны быть более стабильными в геологическом времени. Примером могут послужить результаты компонентного анализа J_n нижнедевонских красноцветов Подолии (рис. 19).

Тест галек основан на изучении направлений компонент намагниченности в галечниках или конгломератах, сложенных изучаемыми породами. Компоненты J_n , образовавшиеся до разрушения породы и сформирования галечника, благодаря случайной (по отношению к ориентировке галек в галечнике) ориентации будут в разных гальках направлены хаотически в системе координат пласта галечника (см. рис.18). Векторы же компоненты, возникшей после образования галечника, будут параллельны друг другу.

В качестве критерия случайности направлений используется их векторная сумма R ; если $R < R_0$, векторы считаются ориентированными случайно, т.е. исследуемая компонента J_n возникла до образования галечника.

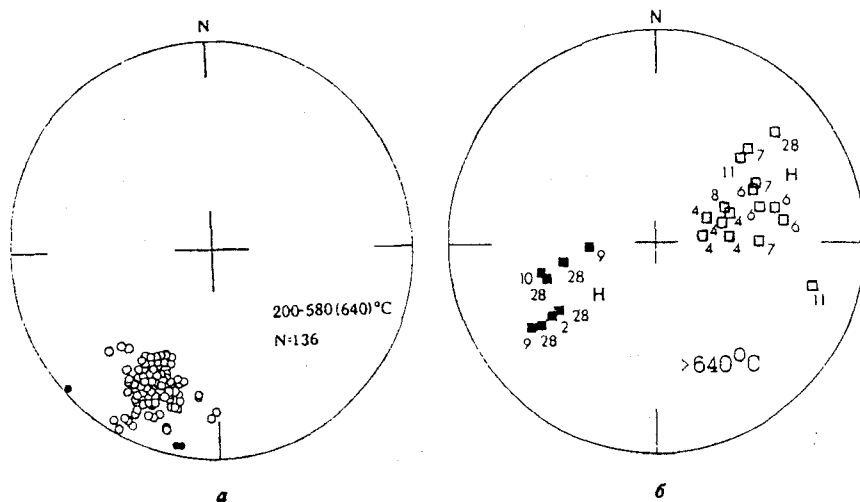


Рис. 19. Направление среднетемпературной (а) и высокотемпературной (б) компонент J_n в красноцветах подолии (Smethurst, Khramov, 1992)

Значения R_0 для разного числа векторов даны в табл.4.

Таблица 4

Критические значения R_0 векторной суммы N единичных векторов, определяющие случайность их направлений в данной выборке (Irving, 1964)

N	R_0	N	R_0	N	R_0	N	R_0
3	2,62	9	4,76	15	6,19	25	8,02
4	3,10	10	5,03	16	6,40	30	8,80
5	3,50	11	5,28	17	6,60	35	9,51
6	3,85	12	5,52	18	6,79	40	10,17
7	4,18	13	5,75	19	6,98	50	11,37
8	4,48	14	5,98	20	7,17	60	12,50

Тест контакта основан на изучении распределений направлений и величин компонент J_n в зоне горячего контакта интрузий, прорывающих осадочные или вулканогенные толщи. Исследуются как зоны эндо- и экзоконтактов, так и зоны прогрета и незатронутые влиянием интрузии участки вмещающих пород. Выделим во вмещающих породах 4 зоны: зону I - метаморфизма, где произошли сильные изменения магнитных минералов; зону II - обжига, в которой эти изменения малы, но температура нагрева была выше точек Кюри магнитных минералов

вмещающей породы; зону III - прогрева, в которой температура нагрева ниже точек Кюри и понижается с удалением от контакта и, наконец; зону IV - вне влияния интрузии. При этом возможны 4 случая распределения J_n в этих зонах (рис.20):

а) направления J_n в зонах I и II совпадают с таковыми для внешних частей интрузии, постепенно изменяются в зоне III, приближаясь к направлениям J_n в зоне IV, резко отличных от направлений J_n в зонах I и II. При этом в зоне III, где падает кучность K векторов, термочисткой выделяются две компоненты, при этом компонента с направлениями как в зонах I и II, занимает, по мере удаления от контакта, все более низкие интервалы спектра терморазмагничивания. J_n в интрузии и зонах I и II является термоостаточной, ее возраст равен возрасту интрузии: интрузия внедрена в осадочную толщу, J_n которой намного древнее интрузии;

б) случай подобен а), только интрузия прорывает вулканогенную толщу, поэтому возрастания намагниченности к зоне контакта может не быть;

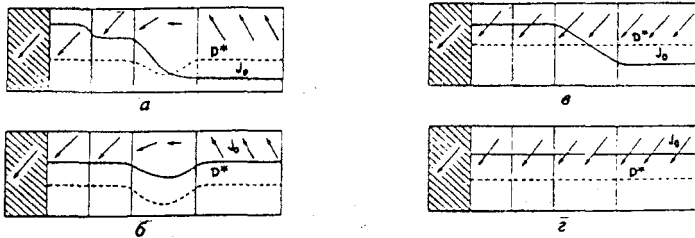


Рис. 20. Тест контакта. 4 возможных соотношения направления J_n по профилю, секущему горячий контакт (Irving, 1964)

в) случай, когда J_n осадочной породы незначительно старше интрузии. О первичности J_n интрузии свидетельствует возрастание J_n по направлению к контакту;

г) случай регионального перемагничивания всех пород, которое моложе интрузии.

Тест состава заключается в определении, значимы ли различия средних направлений J_n^c для образцов пород одного и того же возраста, но с разными носителями J_n^c и разного происхождения (магматические, терригенные, хемогенные). Очевидно, что если эти различия незначимы, то скорее всего J_n^c является первичной, т.е. ее возраст совпадает с

возрастом пород. От случая регионального перемагничивания этот случай отличается тем, что там компоненту одного и того же направления несут породы разного возраста. Значимость различий каждой пары средних направлений J_n^c обычно оценивают по следующему признаку: если каждое из средних направлений лежит внутри кругов доверия α_{95} для всех остальных средних направлений, то их различия считаются незначимыми на уровне вероятности $p=95\%$. Заключение же об идентичности (совпадении) направлений J_n^c требует применения другого уровня вероятности $p=5\%$ для вычисления величин α_{95} (см. формулу (9)).

Тест несогласия основан на сравнении направлений исследуемой компоненты J_n^c по обе стороны от линии стратиграфического (или тектонического) несогласия. Значимое различие направлений J_n^c или их распределения по разрезу толщи указывает на образование J_n^c до формирования несогласия. Этот тест особенно нагляден, если в разрезе наблюдается чередование зон прямой и обратной полярности (рис.21); так, смещение границ таких зон на линиях сбросов Челекенской структуры в Западной Туркмении послужило одним из аргументов в пользу первичности стабильной компоненты J_n^c слагающих эту структуру красноцветов (Храмов, 1958). Особенно эффективен тест несогласия в случае внутриформационных эрозионных врезов: здесь он точно фиксирует возраст намагниченности, когда тест положителен.



Рис.21. Тест несогласия. Зоны прямой (черная) и обратной (белая) намагниченности секутся линией несогласия; тест показывает что J_n^c в зонах ниже несогласия древнее его (Kirshvink, 1978)

Тест инверсий различает два случая: 1) чередование зон по разрезу зон прямой (N) и обратной (R) полярности J_n^c обусловлено геомагнитными инверсиями во время формирования толщи; 2) такое чередование вызвано более поздним перемагничиванием части пластов. Очевидно, что в первом случае угол между средними N- и R-направлениями должен, в пределах погрешности, составлять 180° , а кучности векторов равны ($K_N = K_R$). Во втором же случае - "избирательного" перемагничивания $K_N \neq K_R$, а чем позже произошло перемагничивание, тем больше должно быть отличие от антипараллельности N- и R-векторов. Тесты по средним направлениям (R-направления обращаются) и по кучностям проводятся с помощью табл. 3 и 6.

Заметим, что тест инверсий оказывается отрицательным (тест "не проходит"), если компоненты J_n^c разделены неполностью, и J_n^c не выделена в "чистом" виде. Однако (рис.22), направление J_n^c и в этом случае можно найти, исключив влияние наложенной компоненты указанным выше приемом сложения N-направлений с обращенными R-направлениями. Время образования J_n^c в этом случае придется устанавливать другими методами.

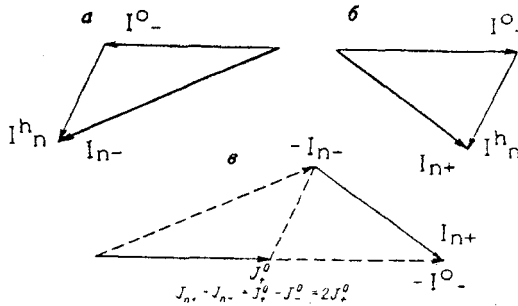


Рис.22. Исключение наложенной компоненты J_n^h обращением R-направлением. Компоненты J_n в породах: а- обратномагнитных, б- прямомагнитных, в- обращение R-направления (J_n^-) и сложение с N-направлением (J_n^+)

Двухуровневый тест (двухъярусный анализ) (Irving, 1964) используют для установления синхронности характерной намагнитченности моменту образования осадка или эффузивного тела. Этот анализ позволяет определить значимость межпластового разброса, истинную межпластовую K_b кучности. Согласно (Irving, 1964), для

группы N шуфов, отобранных из пластов по n_i шуфов из каждого, после определения векторов J_{ni} характерной намагниченности составляют таблицу (табл.5) и находят отношение средних квадратов F_e по формуле:

$$F_e = \frac{\sum_1^b R_i - R}{b-1} \cdot \frac{\sum_1^b n_i - 1}{\sum_1^b (n_i - r_i)} \quad (12)$$

где r_i - геометрическая сумма n_i нормализованных векторов для i -го пласта, R - геометрическая сумма всех N нормализованных векторов $N = \sum_1^b n_i$.

Рассчитанное таким образом отношение F_e сравнивают с его теоретическим значением F и если межпластовый разброс значим ($F_e < F$), то находят кучности K_b и K_m , приравнявая квадраты их математическим ожиданиям. Значимость межпластового разброса с вероятностью $p > 0,95$ (табл.5) свидетельствует о том, что процесс приобретения J_n^c контролировался последовательностью напластования.

Таблица 5

Двухъярусный анализ (Irving, 1964)

Совокупность векторов J_n^c	Степень свободы	Суммы квадратов	Средние квадраты	Математические ожидания средних квадратов
Между пластами	$2(b-1)$	$\sum_1^b r_i - R$	$\frac{\sum_1^b r_i - R}{2(b-1)}$	$\frac{1}{2} \left(\frac{1}{k_b} + \bar{n} \right)$
Внутри пластов	$2 \sum_1^b (n_i - 1)$	$\sum_1^b (n_i - r_i)$	$\frac{\sum_1^b (n_i - r_i)}{2 \sum_1^b (n_i - 1)}$	$\frac{1}{2k_b}$

Примечание: $\bar{n} = \left[N - \left(\sum_1^b n_i^2 \right) N^{-1} \right] : (b-1)$ - средневзвешенное число

образцов в пласте.

1.8.5.2. Непрямые методы датировки компонент J_n

Помимо полевых методов (тестов) датировки компонент J_n , когда время их возникновения определяется непосредственно, имеется возможность косвенного датирования компонент J_n , если удастся

выяснить их природу, т.е. способ образования. Так, термоостаточная природа J_n^c магматических пород, равно как и ориентационная - осадочных, указывает на первичность J_n^c , т.е. в этом случае ее возраст есть возраст породы.

Чтобы получить представление о происхождении характерной намагниченности J_n^c , необходимо ответить на следующие вопросы (Палеомагнитология, 1982):

1) какие носители намагниченности присутствуют в породе, каковы их происхождение и концентрация;

2) какую роль в создании J_n^c играет тот или иной магнитный минерал;

3) каким образом были сориентированы магнитные моменты зерен минералов по древнему геомагнитному полю, т.е. каков вид их намагниченности.

Ответ на первый вопрос можно получить с помощью методов магнитной минералогии, например, изучая температурные зависимости полной $J_s(T)$ или остаточной $J_{rs}(T)$ намагниченности насыщения, а также спектры парциальной термонамагниченности J_{prt} . Анализ шлифов и аншлифов, наблюдение мономинеральных магнитных фракций, выделенных с помощью электромагнитной сепарации, позволяет установить аллотигенное или аутигенное происхождение магнитных минералов.

На второй вопрос можно ответить, анализируя спектры блокирующих температур и коэрцитивные спектры компонент J_n , получаемых в процессе магнитных чисток. Положение спектра относительно точек Кюри, имеющихся в породе магнитных минералов, укажет на главный носитель J_n^c , а ширина спектра - на магнитное состояние его зерен (однодоменные или многодоменные). Установить, с какими ферромагнетиками связана J_n^c , можно также, отыскивая статистическую связь между модулем J_n^c и концентрацией того или иного магнитного минерала, распределенного в горной породе (Палеомагнитология, 1982).

Последнюю задачу, определение вида J_n^c осадочных пород, в известной мере решают опыты переосаждения. Простейшим способом диагностики ориентационного происхождения J_n^c является определение коэффициента переосаждения $K = J_n / J_{r0}$, где J_{r0} - ориентационная намагниченность в земном поле. Если $K=1$, считается, что J_n имеет ориентационное происхождение; при $K \gg 1$ намагниченность скорее всего будет химической или термпарциальной. Способ этот предполагает примерное равенство древнего и современного геомагнитного поля, и хотя обычно вводятся поправки на различие древней и современной широты

места отбора и места эксперимента, проблема этим не снимается. Кроме того, способ применим только к случаю однокомпонентной намагниченности (Петрова, 1978). Более корректный вариант способа состоит в сравнении спектров размагничивания (спектров T_b и H_c) естественных и переосажденных осадков, т.е. спектров dJ_{r_0}/dT , dJ_n/dh и dJ_{r_0}/dh - в тех интервалах T или h , в которых выделяется изучаемая компонента J_n . Подобие спектров внутри указанных пар свидетельствует об ориентационном происхождении J_n^c .

Для определения вида намагниченности магматических пород и обожженных осадков применяется широко известный метод Телье, в котором анализируются кривые терморазрушения J_n и терморазмагничивания одних и тех же образцов (или их дублей). Этот же метод применяется для определения палеонапряженности геомагнитного поля (Большаков, Солодовников, 1980). Для интерпретации данных используются так называемые кривые Араи-Нагата, изображающие зависимость $J_n(J_{rT})$ от температуры ступенчатого нагрева. Значительные линейные участки кривых говорят о термоостаточном происхождении выделяемой в данном интервале температур компоненты J_n , а наклон линии определяет отношение древнего и современного (лабораторного) магнитных полей.

Универсальным способом оценки вида намагниченности является сравнение коэрцитивных спектров J_n и идеальной намагниченности J_{rT} (Петрова, 1978). Используется то обстоятельство, что J_{rT} является предельной по значению и по стабильности для всех видов намагниченности, при образовании которых не происходит изменения общей картины потенциальных барьеров в ферромагнетике. Теория и эксперимент дают определенные соотношения для значений, полученных в одном и том же поле, намагниченностей: термоостаточной J_{rT} , химической J_{rco} однодоменных зерен, химической J_{rcm} многодоменных зерен, ориентационной J_{r_0} и идеальной J_{rT} , а также для положения максимумов их спектров блокирующих температур T_{co} , T_{cm} , T_0 , T_i и коэрцитивных спектров h_t , h_{co} , h_{cm} , h_0 , h_i . Эти соотношения следующие: $J_{rT} \approx J_{rco} > J_{rcm} > J_{rT} > J_{r_0}$, $T_t > T_{co} > T_{cm} > T_i$, $h_t \approx h_{co} > h_0 > h_i > h_{cm}$. Палеомагнитная практика применения этого способа, однако, знает много исключений.

Наконец, одним из косвенных способов оценки возраста компонент J_n древних горных пород, особенно магматических и метаморфических образований докембрия, является хронометрический способ (Piper, 1987). Он использует то обстоятельство, что в интервалах точек Кюри ферромагнитных минералов горных пород и блокирующих температур их компонент J_n расположены температуры закрытия минеральных систем,

содержащих радиоактивные изотопы, используемые для радиометрического датирования. При остывании магматического тела эти минеральные системы одна за другой закрываются, изолируя продукты распада и таким образом включая радиометрические часы. Возрасты, которые показывают эти часы, называются кажущимися. Последовательность этих кажущихся возрастов хорошо фиксируется в медленно остывающих больших плутонах; она обычно такова: U-Pb (по циркону) > Rb-Sr (по полевоому шпату) > K-Ar₉ (по горнбленду) > Rb-Sr (по мусковиту) > Rb-Sr (по биотиту) > K-Ar (по биотиту) > K-Ar (по калиевому полевоому шпату). При повторных нагревах выше температур закрытия подвижные продукты распада диффундируют из систем, а последующее охлаждение "запускает" часы снова - с нуля, если подвижные продукты распада (такие, как Ar) успели удалиться.

Температуры, при которых минералы начинают терять аргон при нагреве, были установлены экспериментально. Для богатого Mg²⁺ амфибола заметная потеря Ar начинается при 550-600⁰C; эта температура понижается вместе с замещением Mg²⁺ ионом Fe²⁺, достигая 275-325⁰C, для санидина она составляет 200-300⁰C. Такая же температура характерна для мусковита; для биотита же она 150-250⁰C. Результаты этих экспериментов подтверждены наблюдениями в орогенных поясах, где установлены большие различия в K-Ar возрастах, фиксирующих разные моменты поднятия толщ с больших глубин (Piper, 1987).

Сущность хронометрического способа датирования компонент J_n проста и очевидна: возраст J_n^c, выделенной в некотором интервале температур, отождествляется с радиометрическим возрастом, определенным по тем минеральным системам, которые закрываются в том же интервале. Однако применение этого способа встречает значительные трудности. Прежде всего, он требует, как это видно из изложенного выше, радиометрических датировок по определенным и разным минералам и внимательного анализа полученных результатов. Кроме того, очевидно влияние фактора геологического времени, а также давления и химических изменений, по-разному действующих на неравновесные состояния магнитных минералов и систем-носителей радионуклидов. Поэтому хронометрический способ может как завышать, так и занижать возраст компонент J_n. По-видимому, Rb-Sr возрасты по полевоому шпату с температурами закрытия 450-500⁰C дают наилучшую оценку возраста термоостаточной компоненты горных пород (Piper, 1987).

1.9. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ПРИГОДНОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

1.9.1. Вводные замечания

Магнетизм осадочных пород обусловлен сравнительно ограниченной группой минералов ферромагнитного ряда: титаномagnetитом, магнетитом, маггемитом, тонкодисперсными оксидами железа, обломочными зернами гематита и сульфидами группы пирротин-грейгита.

Магнитные свойства и структурные особенности большинства перечисленных минералов подробно рассматриваются во многих публикациях (Храмов, 1958; Нагата, 1965; Третьяк, 1983 и др.) и в повторении этих сведений нет особой необходимости.

В настоящей работе затронуты лишь некоторые аспекты минералого-геохимической оценки палеомагнитной пригодности двух групп пород - неморских красноцветных формаций и морских толщ с ферромагнитной сульфидной минерализацией. Эти отложения широко используются в практике магнитостратиграфических исследований, но природа их палеомагнетизма изучена недостаточно.

Согласно современным представлениям, в слаболитофицированных осадочных толщах, не испытывавших влияния высоких давлений и температур, реальное значение для палеомагнитных построений имеют три компонента J_n : ориентационная, химическая и вязкая.

Бесспорно первичное происхождение признается за ориентационной намагниченностью, так же как совершенно очевидна вторичная природа ее вязкой составляющей. Более сложен статус химической намагниченности, которая может оказаться, как практически синхронной осадку, так и вторичной по отношению к нему. Эта особенность $J_{\text{с}}$ во многом предопределяет столь острую для палеомагнитной стратиграфии проблему древней метахронной намагниченности.

Разделению ориентационной и химической составляющих J_n в палеомагнитологии уделяется много внимания, но все более очевидной становится необходимость иного подхода к этой проблеме в целом. Действительно, если химическая намагниченность в ряде случаев синхронна осадку и несет достоверную магнитостратиграфическую информацию, то основной задачей становится не диагностика $J_{\text{с}}$ как таковой, а установление времени ее формирования.

Для решения этой сложной задачи явно недостаточны методы, принятые в палеомагнитных лабораториях, поскольку магнитные чистки и

компонентный анализ не отвечают однозначно на основной вопрос - какая из выделенных составляющих J_n может быть признана первичной? Здесь необходимы знания минералого-геохимической предыстории осадков, состава магнитных парагенезов, физико-химических параметров среды осадконакопления и, наконец, основных особенностей возможных эпигенетических изменений.

С учетом перечисленных соображений проанализированы отложения двух упомянутых выше литологомагнитных групп.

1.9.2. Палеомагнетизм красноцветных формаций

Специфичной особенностью красноцветных образований является поликомпонентный состав носителей J_n , которые подразделяются на две генетические группы: аллотигенные зерна магнетита, маггемита, гематита и тонкодисперсные оксиды и гидроксиды железа. Последние, наряду с гематитом, относятся к классу антиферромагнетиков, обладающих слабым ферромагнитным моментом (Третьяк, 1983; Багин и др., 1988; Нагата, 1965).

Представления о роли окислов-хромофоров в намагниченности красноцветных пород весьма противоречивы. Некоторые авторы связывают с ними значительную часть естественной остаточной намагниченности красноцветов, другие же не придают им сколь-нибудь серьезного значения.

А.Н.Храмовым на примере плиоценовых отложений Туркмении установлена стохастическая зависимость между модулем J_n и окраской пород - в красноцветах в целом она оказалась на порядок выше, чем в породах серых тонов (Храмов, 1958). Впоследствии было уточнено, что взаимосвязь между величинами J_n и концентрациями тонкодисперсных оксидов железа выражена лишь в слабомагнитных образцах с $J_n < (10-12) \times 10^3$ А/м (Э.А.Молостовский, 1971). В красноцветах с более интенсивной остаточной намагниченностью корреляция в системе $J_n - Fe_2O_3$ (подвижная) практически не проявлена (рис.23), поскольку основной магнитной фазой здесь становится аллотигенный магнетит.

Можно полагать, что вклад каждой магнитной фазы в формирование естественной остаточной намагниченности красноцветов зависит от соотношения их концентраций в образцах. При низких содержаниях обломочного магнетита основным носителем J_n становятся тонкодисперсные оксиды железа. При значительных концентрациях рудных минералов пигменты играют второстепенную роль. Аналогичные выводы были сделаны Дж.Роем и Дж.Парком в опытах травления с

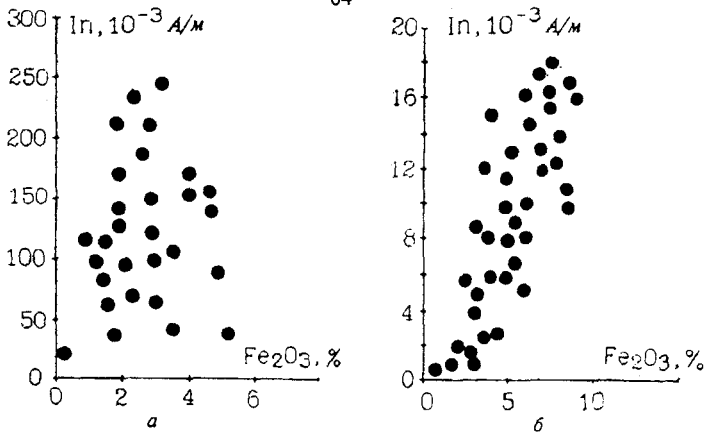


Рис.23. Зависимость между содержанием подвижной Fe_2O_3 и остаточной намагниченностью красноцветных пород. а- сильномагнитные породы, б- слабомагнитные породы (Молостовский, 1983)

постепенным удалением соляной кислотой железисто-окисного компонента (Ray, Park; 1974).

Анализ имеющихся данных по магнетизму красноцветных пород (Молостовский, 1983) свидетельствует, что в основной массе красноцветные комплексы разных геологических провинций обладают сравнительно низкой остаточной намагниченностью ($0,5 - 15 \times 10^{-3} A/m$).

Таким образом, есть основание считать, что пигментные оксиды железа во многом определяют генезис и время формирования естественной остаточной намагниченности значительной части красноцветных пород: как следствие, вопрос о времени и механизме формирования пигмента приобретает первостепенное значение для практики палеомагнитных стратиграфических исследований.

В этом плане принципиально интересен весь круг явлений, связанных с формированием красноцветных формаций:

- время и генезис красноцветной окраски;
- формы миграции железа в зоне гипергенеза;
- структурная устойчивость гидроксидов железа, возможность их самопроизвольной дегидратации в стандартных условиях;
- вторичные изменения в красноцветах и их возможное влияние на палеомагнитные характеристики пород (Молостовский, 1983).

Формы миграции железа, определяющиеся ландшафтно-геохимической обстановкой в областях сноса и седиментации, чрезвычайно разнообразны. В гумидных зонах, с их кислыми водами, наиболее обычна миграция железа в коллоидной форме под защитой золя

SiO₂, органических коллоидов, в виде металлоорганических соединений и в истинных растворах.

В зонах аридного седиментогенеза щелочная окислительная среда резко ограничивает подвижность железа и практически исключает возможность его миграции в истинных растворах и коллоидной форме. Массовый (до 70%) перенос железа в этих условиях осуществляется в виде механической взвеси совместно с частицами глин, с которыми оксиды связаны электростатическим взаимодействием (Глаголева, 1959).

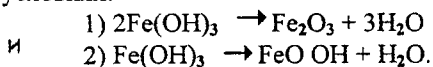
Наиболее реальная схема образования I_n красноцветных формаций аридных равнин позволяет полагать, что пигментные соединения железа формируются минералогически еще в зоне выветривания материнских пород, где происходит извлечение железа из силикатных и сульфидных минералов углекислотными растворами в виде Fe(HCO₃)₂ и его переход в оксиды разной степени обводненности и гематит.

В конечном счете, независимо от формы переноса, железо попадает в осадок в виде сложной многокомпонентной смеси, где в переменных соотношениях присутствуют гематит, гетит и аморфные гидроксиды типа Fe(OH)₃. Последние не обладают магнитными свойствами и приобретают их лишь в процессе дегидратации при упорядочении кристаллической решетки и выносе из межслоевого пространства "неструктурной" воды (Багин и др., 1988; Третяк, 1983).

При оценке палеомагнитной пригодности красноцветов важны два момента: скорость дегидратации многоводной Fe(OH)₃ в осадке, а также степень структурной устойчивости гетита и возможность его спонтанного перехода в гематит.

В общем виде процесс дегидратации коллоидного железа описывается реакцией: Fe(OH)₃ → FeO OH → Fe₂O₃. В естественных условиях, в зависимости от pH среды, вода теряется в переменных количествах, и конечным продуктом реакции могут быть и гематит и гетит (Гаррелс, Крайст, 1968).

Природный процесс поэтому правильнее описывать двумя независимыми реакциями, отражающими ход дегидратации в различных условиях:



Низкие давления и температуры зоны гипергенеза и верхних горизонтов осадочного чехла позволяют оценить энергетическое состояние минеральных систем с помощью термохимических уравнений, рассчитанных для стандартных условий (Молостовский, 1983). Изобарный потенциал реакции формирования гематита составляет:

$$dz = dz \text{ Fe}_2\text{O}_3 + dz \text{ 3H}_2\text{O} - dz \text{ Fe(OH)}_3 = \\ = -177,1 + 3 \cdot (-56,69) - 2 \cdot (-166) = -15,7 \text{ ккал/моль,}$$

для гетита: $dz = dz \text{ FeO} \cdot \text{OH} + dz \text{ H}_2\text{O} - dz \text{ Fe(OH)}_3 = \\ = -115,64 - 56,69 + 166 = -6,33 \text{ ккал/моль.}$

(Стандартные значения dz взяты по В.М.Латимеру, 1954)

Значительные разности свободных энергий указывают на резкую неравновесность систем $\text{Fe}_2\text{O}_3 \leftarrow \text{Fe(OH)}_3 \rightarrow \text{FeOOH}$ и позволяют предполагать быструю раскристаллизацию многоводных коллоидов железа с их последующим переходом в гематит или гетит уже на ранних стадиях диагенеза осадка.

Термодинамические расчеты хорошо согласуются с результатами экспериментов по низкотемпературному синтезу гетита. Согласно экспериментальным данным А.Н.Третьяка (1983), коллоиды кристаллизуются и переходят в однодоменное состояние уже в первые часы после осаждения и приобретают в этот период химическую намагниченность. О быстром течении процесса в естественных условиях можно судить по присутствию гетита в современных почвах, четвертичных красноземах и радулах современных гастропод (Минералы, 1965). Имеются указания на появление гетита в латеритных почвах Вьетнама, возникших за последние 25-30 лет (Фридланд, 1962).

В палеомагнетизме красноцветов существует и проблема структурной устойчивости гетита, так как в случае спонтанной дегидратации $\text{FeO} \cdot \text{OH}$ последует формирование метакристаллической намагниченности, возраст которой практически не поддается учету. Насколько реален этот процесс в стандартных условиях, без воздействия высоких температур и давления, позволяют судить термохимические расчеты. Термодинамический эффект дегидратации αFeOOH , описанный уравнением $2\text{FeOOH} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}$, составляет: $dz = (-177,1) + (-56,69) + (-231,28) = -2,52 \text{ ккал/моль.}$

Согласно расчету, система близка к энергетическому равновесию, хотя теоретически реакция возможна в идеальных закрытых системах. Однако К. Schmalz (1968) отрицает такую возможность даже теоретически, так как, согласно его расчетам, изобарный потенциал реакции лежит в пределах от +0,2 до +2,2 ккал/моль.

Эти расхождения объясняются лишь различными значениями изобарного потенциала, использованными в расчетах. Поскольку dz , определяемое калориметрически, является приближенной величиной, то здесь могла оказаться простая аналитическая неточность. Поскольку для гематита и гетита ошибка в определении dz в 0,8% уже способна изменить знак реакции, то логично предположить, что система $\text{FeOOH} - \text{Fe}_2\text{O}_3$ практически близка к энергетическому равновесию. В противном случае

незначительная ошибка калориметрии сказалась бы только на величине, а не на знаке изобарного потенциала.

Энергетическая равновесность гематит-гетитовой ассоциации свидетельствует, в общем, о минералогической устойчивости гетита. По мнению Э.А.Молостовского (1983) это практически исключает возможность его спонтанной перекристаллизации в гематит и возникновение метахронной химической намагниченности. Этот вывод вполне согласуется с многочисленными данными о сохранности гетита в отложениях самого разного возраста: нижнекарбонových бокситовых залежах Русской плиты, палеозойских корах выветривания КМА, мезозойских корах Зауралья, девонских и карбонových красноцветных формациях северо-западных и центральных районов России и т.д.

Вывод об устойчивости гетита справедлив, разумеется, лишь для слаболитифицированных отложений осадочного чехла платформенных областей, не подвергавшихся воздействию повышенных температур и давлений. Красноцветные формации складчатых зон с их активной дислоцированностью и погружением части пород в зону катагенеза в этом отношении находятся в совершенно ином положении. Здесь дегидратация гидроксидов практически неизбежна, кроме того, не исключено и образование вторичного красного пигмента за счет разложения монтмориллонита с последующим выделением железа из кристаллической решетки глин.

1.9.3. Палеомагнетизм сульфидсодержащих морских формаций

Эти отложения, генетически связанные с зонами сероводородного заражения, как самостоятельный объект палеомагнитных исследований практически не анализировались, хотя известны во многих районах и слагают значительные интервалы стратиграфической шкалы. В южных районах России к ним относятся плиоцен-плейстоценовые отложения Поволжья и Прикаспия и олигоцен-миоценовые глины майкопской серии.

Остаточная намагниченность этих пород имеет в основном химическое происхождение. Ее носителями являются низкотемпературные сульфиды железа, возникшие при раннем диагенезе донных осадков за счет взаимодействия окислов железа и H_2S в процессе бактериальной редукции сульфатов иловых вод. Производными этой реакции являются аутогенные сульфиды железа с разными соотношениями Fe^{+2} и Fe^{+3} ионов (Волков, Остроумов, 1957).

Первоначальными продуктами взаимодействия сероводорода с железосодержащими иловыми водами являются моносulfиды - троилит и гидротроилит. За счет окисления части H_2S серными бактериями и

выделения в осадок свободной серы происходит постепенное превращение моносulfидов в пирит (Волков, Остроумов, 1957; Стацук, 1968). При дефиците серы процесс заканчивается на промежуточных стадиях формированием сульфидов переменного состава: $Fe_{10}S_{11}$, Fe_7S_8 , Fe_3S_4 и Fe_2S_3 . Соединения типа FeS_x при $1,1 \leq x \leq 1,6$ обладают ферромагнитными свойствами (Белоброва, Звегинцев, 1973) и становятся носителями химической намагниченности.

Полиминеральные ассоциации магнитных сульфидов диагностируются на кривых ДТМА (рис.24) по ряду характерных термомагнитных эффектов. В области $280-285^\circ C$ иногда отчетливо проявлен положительный пик, фиксирующий переход гексагонального пирротина в моноклинную модификацию (λ - переход). В качестве основного носителя намагниченности в сульфидсодержащих породах выступает, видимо, грейгит (мельниковит), точка Кюри которого лежит в области $340-360^\circ C$. Рентгенометрическое изучение сепаратов мельниковита из плиоценовых и майкопских глин Прикаспия и Кавказа (табл.6) обнаружило рефлексы, аналогичные грейгиту. Обладая кристаллической структурой шпинельного типа, магнитные сульфиды

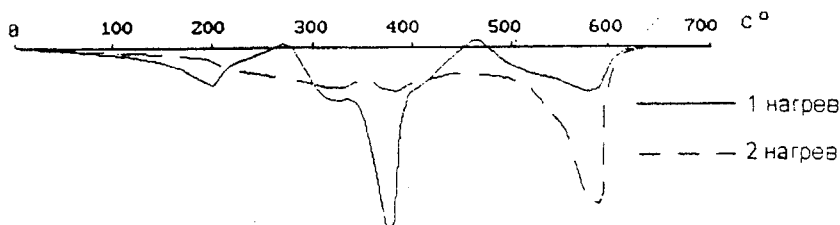


Рис.24. Дифференциальная кривая терморазмагничивания породы с магнитными сульфидами типа грейгита

реагируют на внешнее магнитное поле подобно магнетиту. Их намагниченность достигает насыщения при $H = (14-16) \times 10^4$ А/м, $H'_{cs} = (5-8) \times 10^3$ А/м, максимум коэрцитивного спектра грейгита соответствует полям $(3-4) \times 10^4$ А/м.

Морфологические особенности минералов этого ряда не оставляют сомнений в их аутигенной природе. Они представлены округлыми, трубчатыми или неправильной формы агрегатными скоплениями, часто концентрируются вокруг растительных остатков. Распределение магнитных сульфидов в стратиграфическом разрезе крайне неравномерно, что фиксируется частыми чередованиями сильно- и слабомагнитных слоев и пачек мощностью от 3-4 до 20-40 м.

Таблица 6
Рентгеновская характеристика мельниковита (грейгита)

Скв. 123 инт. 295 м с. Замьяны Астрахан- ская область (A ⁰)	Скв. 20 инт. 102 м г.Александ- ров Гай, Саратов- ская область (A ⁰)	Обн. 829 мыс Тархан Керченский полуостров (A ⁰)	Скв. 488 инт. 137 - 145 Малоузен- ская площадь (A ⁰)	Скв. 25 инт. 184 - 193 Палласов- ская площадь (A ⁰)
средний апшерон	верхний акчагыл	нижний миоцен	верхний плиоцен	верхний плиоцен
5,68	5,72	5,72	--	--
--	3,50	3,50	--	--
2,96	2,98	2,98	2,98 - 2,99	2,95 - 2,97
--	2,85	--	--	--
2,46	2,47	2,47	2,48	2,45 - 2,47
--	2,26	--	--	--
2,01	2,02	2,02	2,0 - 1,999	--
1,893	1,901	1,900	--	1,900
1,836	--	--	--	--
1,742	1,746	1,746	--	1,74
--	1,505	1,506	--	1,50 - 1,51
--	1,425	1,424	1,426 - 1,428	--
--	--	--	1,303	1,30 - 1,34

Примечание: Исследование образцов проведено: скв. 123 - Б. К. Горцуевым (НИИ Геологии СГУ), скв. 20 и обн. 829 - Б. В. Буровым (геологический факультет Казанского госуниверситета, скв.488 и скв. 25 - материал предоставлен Е. Ф. Ахлестиной (НИИ Геологии СГУ).

Максимальные величины J_n и k из изученных нами толщ достигают соответственно значений (20-25) x10⁻³ А/м и (180-250) x10⁻⁵ СИ. Совокупность имеющихся данных свидетельствует о способности магнитных сульфидов создавать интенсивную химическую намагниченность и сохранять ее в течение длительного времени (судя по присутствию мельниковита в отложениях олигоцена до 30 - 35 млн лет).

Палеомагнитная пригодность сульфидсодержащих пород в настоящее время может быть установлена лишь опосредованно, через их сопоставление по полярности I_p с одновозрастными отложениями с другими по составу носителями I_p . В частности, можно полагать, что мельниковитовые глины плиоплейстоцена Нижнего Поволжья дают вполне объективную палеомагнитную информацию, обнаруживая обратную намагниченность в пределах верхнего плиоцена и устойчивую прямую в плейстоценовой части шкалы.

1.9.4. Эпигенетические изменения минералов железа и их влияние на естественную остаточную намагниченность

При оценке природы остаточной намагниченности основных типов пород приходится принимать во внимание процессы эпигенетической ферромагнитной минерализации, так как именно она определяет наличие в породе наложенной химической намагниченности. Роль и масштабность этих процессов могут быть установлены только при специальных исследованиях по магнетизму осадочных пород. В работе магнитостратиграфического плана приходится ограничиваться краткой оценкой лишь наиболее существенных процессов аутигенной железистой минерализации, происходящих в условиях окислительной, сероводородной, глеевой и углеводородной среды.

Гидроксиды и оксиды железа являются наиболее распространенными продуктами процессов низкотемпературного окисления в зоне гипергенеза. С этой группой аутигенных минералов наиболее часто приходится иметь дело при палеомагнитных исследованиях, вследствие чего оценка их возможного вклада в остаточную намагниченность вмещающих пород представляет первостепенный интерес.

Аутигенная минерализация этого типа возникает при разрушении карбонатов, сульфидов и силикатов железа в зоне поверхностного выветривания и путем осаждения Fe^{2+} , Fe^{3+} , $Fe(OH)_2$ и $Fe(OH)_3$ из поверхностных вод. Ее влияние на первичную намагниченность неоднозначно и зависит от дисперсности, уровня кристаллизации и степени гидратации новообразованных минералов, а также сохранности первичных магнитных фаз. В большинстве случаев охристые продукты выветривания являются носителями ЕОН вязкого происхождения, но при появлении аутигенного гематита (главным образом за счет ферригидрита) измененные отложения приобретают метакронную химическую намагниченность. Палеомагнитные характеристики в подобных случаях могут быть использованы для датирования экзогенных процессов, но

зачастую исключают возможность определения возраста вмещающих пород.

Формирование вторичных оксидов железа в красноцветах нередко связано с процессами оглеения вокруг скоплений погребенной растительной органики, а также в водоносных пластах за счет промыва пород растворами, обогащенными гумусовым веществом.

Трансформация первичных оксидов железа при оглеении имеет стадийный характер. Вначале происходит редукция Fe^{3+} с вхождением новообразованного Fe^{2+} в решетку аутигенных и первичных глинистых минералов. Затем происходит вынос закисного железа из зон восстановления и его аккумуляция в окислительной среде с образованием вторичного красноцветного пигмента.

Изучение этого процесса на специально подобранных коллекциях показало, что при определенных условиях аккумуляция вторичных оксидов по периферии зон активного оглеения приводит к формированию метахронной J_n^c , превосходящей по величине первичную J_n . Примеры выделения ложных магнитозон на участках наложенной пигментации приведены в работе по палеомагнетизму триасовых красноцветов р. Веглуги (Молостовский, 1971).

Магнетит. Из всего многообразия процессов образования аутигенного магнетита в зоне гипергенеза с позиций палеомагнетизма в настоящей работе рассмотрены: окисление Fe^{2+} иона, поступающего в зону гипергенеза с грунтовыми водами в виде $Fe(HCO_3)_2$; восстановление оксидов железа в зонах влияния углеводородов (УВ); диссоциация сидерита.

Широкое развитие аутигенного магнетита в современных и древних почвенных горизонтах отмечается во многих работах по почвоведению и палеомагнетизму. Е. В. Вирина (1972) установила существенные искажения направлений ЕОН автоморфных почв под влиянием химической намагниченности тонкодисперсного магнетита и оценила их как крайне неблагоприятный объект палеомагнитных исследований. Между тем известно, что не менее половины аномальных направлений J_n , выявленных к настоящему времени в континентальных отложениях разных районов, приурочены к древним почвенным горизонтам. Однако все они интерпретируются как экскурсы или инверсии магнитного поля и включаются в магнитостратиграфические разрезы.

Аутигенная магнетитовая минерализация, связанная с редукцией оксидов железа в восстановительной среде, в палеомагнитном отношении практически не изучена. Имеются указания, что толщи красноцветных глин в зоне влияния углеводородов также приобретают дополнительную намагниченность за счет новообразованного тонкодисперсного магнетита.

Рост магнитных величин в пластах, попавших в восстановительную среду, может быть весьма значительным - до 35×10^{-3} А/м по J_n и до (100-150) $\times 10^{-5}$ СИ по k при фоновых значениях $(0,8-5) \times 10^{-3}$ А/м и $(30-40) \times 10^{-5}$ СИ соответственно (Еремин и др., 1986).

Формирование сидерит-магнетитового парагенеза, судя по авторским наблюдениям, сказывается прежде всего на росте индуктивной намагниченности и практически не затрагивает J_n . В осадочном чехле Тимано-Печорской области и Башкирии, например, магнитная восприимчивость сидерит-магнетитовых пород может достигать значений (150-200) $\times 10^{-5}$ СИ при $J_n = (0,05-0,6) \times 10^{-3}$ А/м. Столь резкий диссонанс между J_n и k ($Q < 0,001$) обусловлен, видимо, суперпарамагнитным состоянием тонкодисперсного магнетита.

Вторичные превращения магнитных сульфидов. Эти процессы изучены недостаточно, что сильно затрудняет оценку палеомагнитной пригодности подобных пород. Достаточно хорошо известен процесс последовательного перехода в ряду троилит-пирит, где на промежуточных стадиях сульфиды железа становятся носителями химической намагниченности. При избытке в осадке восстановленной серы можно ожидать полного перехода метастабильных сульфидов в парамагнитный пирит и разрушения обусловленной ими химической намагниченности. При недостаточной активности H_2S трансформация сульфидов может остановиться на промежуточной стадии, но в этом случае при появлении новых магнитных фаз неизбежно искажение первичной компоненты J_n .

Мало известны возможные изменения сульфидов типа FeS_x без влияния свободного сероводорода, хотя имеются сведения о неустойчивости смайтита уже при температуре $40^{\circ}C$, а также о возможных превращениях пирротина в мельниковит и обратных переходах в системе $FeS_2 \rightarrow FeS$ (Батурин, Дубинчук, 1984; Бутузова, 1984).

Степень синхронности J_n^c в породах данного типа во многом зависит от окислительно-восстановительного потенциала в донных илах. В восстановительной анаэробной среде процессы сульфатредукции наиболее активно происходят в верхнем 20-25 см слое осадков, вследствие чего формирование аутигенных сульфидов в этих условиях должно заканчиваться уже в раннем диагенезе. В зонах интенсивной аэрации эти явления протекают много ниже (до 10-15 м) поверхности илов (Сташук, 1968), что создает реальные предпосылки для формирования метакронной химической намагниченности.

* * *

Знание общих закономерностей геохимии железа в зоне гипергенеза позволяет наметить объекты "повышенной опасности", где наиболее вероятно проявление метакронной химической

намагниченности. К последним могут быть причислены: зоны низкотемпературного окисления; почвенные горизонты с аутогенной магнетитовой минерализацией; зоны активного оглеения красноцветных формаций; красноцветные толщи, претерпевшие влияние повышенных температур и давлений; отложения с магнитной минерализацией над залежами углеводородов; угленосные формации, где возможна аутигенная ферритмагнитная минерализация; отложения с магнитными сульфидами, для которых остается неизвестным временной предел устойчивости метастабильных магнитных фаз.

Глава 2. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МАГНИТОСТРАТИГРАФИИ

2.1. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Теоретическая сторона палеомагнитных исследований в их начальный период не привлекала особого внимания, но вскоре серьезные достижения современной геофизики заставили по-новому оценить перспективы палеомагнетизма в области стратиграфии. Магнитохронологическая шкала А.Кокса, шкала линейных магнитных аномалий и первые макеты палеомагнитной шкалы СССР показали глобальные возможности нового метода и его способность к решению крупных геологических проблем.

Быстрое становление магнитостратиграфии как научной дисциплины пробудило интерес к ее методологии. В середине 70-х гг. в Советском Союзе и за рубежом прошли активные дискуссии по вопросам магнитостратиграфической классификации, терминологии и номенклатуры. Их результаты освещались в ряде циркулярных писем Международной подкомиссии по стратиграфической классификации и в решениях рабочей группы по магнитостратиграфии Научного Совета по геомагнетизму АН СССР. Прямым следствием этой значительной работы явились первые проекты отечественного и международного палеомагнитных кодексов, которые упорядочили представления в систематике и определили основные направления исследований (Стратиграфический Кодекс, 1992, *Magnetostratigraphic ...*, 1979). В дальнейшем эти разработки послужили основой для специальных разделов ряда национальных стратиграфических кодексов.

К сожалению, нормативные документы, при всей их значимости, не стали всесторонне разработанной системой исходных понятий, так как многие принципиальные вопросы в них не нашли отражения, другие же были затронуты лишь в общей форме и не получили надлежащего развития. Незавершенность теоретической базы отрицательно

сказывается на дальнейшем развитии исследований и затрудняет взаимопонимание специалистов.

Ряд видных зарубежных геофизиков постулирует полную независимость палеомагнетизма от стратиграфии, полагая, что сочетание магнитозон с радиохронологическими определениями дают возможность вести любые построения, вплоть до трансконтинентальных. В частности, Е. Ирвинг (Irving, 1964) видит сильную сторону палеомагнитного метода в том, что он позволяет обойтись без поэтапных стратиграфических исследований, стратотипов и фауны. Аналогичные высказывания можно найти у А.Кокса (Харленд, Кокс и др., 1985), сторонники такого подхода имеются и среди отечественных палеомагнитологов.

С другой стороны, часть стратиграфов весьма сдержанно оценивают возможности палеомагнитных определений и в той или иной форме ставят под сомнение правомерность выделения магнитостратиграфии как самостоятельного направления. Частные замечания такого рода имеются в работах О. Шиндевольфа и С.В.Мейена, в наиболее законченной форме эта концепция выражена у В.Н. Семеново (1985, с.70): "...палеомагнитной стратиграфии, как таковой, на сегодняшний день не существует, поскольку идентифицировать инверсии можно пока лишь радиохронологически..., и, главным образом, биостратиграфически".

Столь крайние позиции неточно отражают реально сложившуюся ситуацию. Наивно полагать, конечно, что морская геофизика способна создать магнитостратиграфию в отрыве от классической стратиграфии континентов. Но вряд ли оправданы утрированный скептицизм части геологов и попытки отрицания магнитостратиграфии как таковой.

Согласно общему канону методологии научных исследований, вопрос о выделении нового направления возникает в том случае, когда появляются новые методы, объект и предмет исследований.

В соответствии с перечисленными необходимыми критериями можно полагать, что магнитостратиграфия обладает всеми перечисленными атрибутами.

Ее становление и развитие было предопределено открытием и выделением в качестве объекта изучения палеомагнитных характеристик толщ горных пород с их подразделением по этому признаку на природные слоевые ассоциации- магнитозоны. Оценка магнитозон сквозь призму пространственно-временных соотношений составляет сущность палеомагнитных стратиграфических исследований.

Непосредственным предметом палеомагнитного изучения служат векторы естественной остаточной намагниченности горных пород, на основе которых выделяются палеомагнитные подразделения и их границы. Наконец, магнитостратиграфия обладает собственным методом,

базирующимся на представлении о планетарном процессе развития главного магнитного поля как части общей эволюции Земли (Молостовский, 1989).

Функциональные возможности палеомагнитного метода действительно весьма ограничены и во многом зависят от биостратиграфической или радиометрической основы, хотя в принципе палеомагнетизм способен и к автономным стратиграфическим построениям.

С помощью магнитной зональности, опираясь на принцип Стенона, можно подразделять и коррелировать на локальных участках литологически однородные толщи, не охарактеризованные органическими остатками. Точный возраст пород при этом может остаться проблематичным, но пространственно-временные соотношения отдельных частей стратиграфического разреза с помощью палеомагнитных определений выявляются достаточно уверенно и без привлечения сторонних методов.

Чисто палеомагнитное датирование пород возможно на уровне систем, реже отделов, по характерному "рисунку" магнитной зональности в сочетании с координатами палеомагнитных полюсов. По сочетанию этих признаков, например, можно отличать верхний мел от палеогена или неокома, триас от перми, средний девон от нижнего и т.д.

Все изложенное позволяет полагать, что вопрос о признании магнитостратиграфии начинает приобретать скорее терминологическое, нежели содержательное значение и должен решаться на основе концептуального подхода к общей проблеме "единой" или "множественной" стратиграфии.

С позиций сторонников единой стратиграфии магнитостратиграфия как таковая действительно не существует. С подобным подходом можно согласиться, если бы он предусматривал автоматическое аннулирование и всех других "стратиграфии" и не сводил в неявном виде всю стратиграфию к биостратиграфии.

Думается, что более точно отражает реальную ситуацию концепция, предполагающая существование "стратилогии" как дисциплины, синтезирующей несколько линий стратиграфических исследований: биостратиграфию, магнитостратиграфию и пр. (Трофимук, Карагодин, 1982). Ведущая роль среди них принадлежит, безусловно, биостратиграфии, но ее лидерство отнюдь не предполагает абсолютную монополию палеонтологического метода.

Поскольку термин "магнитостратиграфия" прочно прижился в специальной литературе и вписался в общую систему "стратиграфии", его целесообразно принять с ясным пониманием того, что

магнитостратиграфия является лишь узким разделом стратиграфии "s.lato", объединенная с ней общностью задач и целей исследования.

На основе изложенной позиции попытаемся сформулировать ряд ключевых понятий, составляющих методологическую основу палеомагнитного метода. К таковым в первую очередь относятся определения сущности, объекта и задач магнитостратиграфии и конкретизация понятия магнитополярной шкалы.

Однозначное определение магнитостратиграфии вряд ли возможно, в виду промежуточного положения этой дисциплины на стыке геологии и геофизики. В решении прямой задачи - изучении истории главного геомагнитного поля - она тесно связана с палеомагнитологией и рассматривается обычно как ее важнейший раздел. Все современные представления об особенностях эволюции главного магнитного поля и возможных связях между явлениями геомагнетизма, тектогенезом и перестройками биосферы целиком основаны на данных магнитостратиграфии. Роль последней в формировании и развитии исторической геофизики вполне сравнима с той ролью, какую сыграла биостратиграфия в становлении исторической геологии и других смежных дисциплин.

В решении обратной задачи магнитостратиграфия преследует ту же цель, что и классическая стратиграфия - выясняет пространственно-временные соотношения горных пород.

Отсюда следует определение магнитостратиграфии как раздела стратиграфии, выясняющего пространственно-временные соотношения пластующихся пород с помощью их магнитных характеристик.

До недавнего времени понятия магнитостратиграфического и палеомагнитного подразделения отождествлялись и магнитозоны понимались как некий интервал стратиграфического разреза с определенной полярностью естественной остаточной намагниченности (ЕОН) вмещающих пород.

В последнем издании отечественного Стратиграфического кодекса (1992) представление о магнитостратиграфическом подразделении существенно расширено. Этим термином объединяются любые совокупности горных пород, отличающиеся от перекрывающих и подстилающих напластований палеомагнитными (векторными) или численными магнитными характеристиками.

Первая категория магнитостратонов именуется палеомагнитными (магнитополярными), вторые - магнитными.

Приведенные формулировки позволяют представить палеомагнитную шкалу как временную последовательность подразделений, выделенных по единству параметров, характеризующих

древнее магнитное поле Земли. В более строгом определении под магнитостратиграфической шкалой следует понимать бинарную шкалу магнитной полярности, включающую инверсии и магнитозоны в их хронологической (стратиграфической) последовательности.

В качестве синонима палеомагнитной (магнитостратиграфической) шкалы порой используется термин "шкала инверсий", применение которого нежелательно по принципиальным соображениям. Будучи важным элементом шкалы, инверсии далеко не исчерпывают ее содержания, поскольку шкала не может состоять из одних границ. Без непрерывной последовательности стратонов она превращается лишь в набор калибровочных точек и практически утрачивает свою структуру.

В чистом виде шкала магнитной полярности регистрирует временные соотношения чисто физических явлений - режимов магнитной полярности и инверсий поля. Лишь после привязки магнитных подразделений к стандартной шкале она приобретает стратиграфическое содержание и становится шкалой в прямом смысле этого слова, превращаясь в специфическую систему мер, пригодную для градуирования и корреляции разрезов. Через линейные аномалии или изотопные датировки магнитозоны начинают выступать и как мера временного объема, которая позволяет судить о длительности формирования основных стратиграфических подразделений даже при отсутствии радиохронологических датировок.

2.2. ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ШКАЛЫ И ЕЕ МОДИФИКАЦИИ

Из всех известных методов палеомагнитного определения возраста горных пород реальное применение в стратиграфии фанерозоя нашел лишь метод инверсий, основанный на изучении обращений полярности геомагнитного поля в геологическом прошлом. Характерные сочетания зон прямой (N) и обратной (R) намагниченности определяют структуру палеомагнитной шкалы.

Магнитозоны, выделяемые по одному параметру - полярности естественной остаточной намагниченности, в настоящее время по существу лишены палеомагнитной индивидуальности. По полярности I_p в сочетании с координатами палеомагнитных полюсов идентифицируются лишь наиболее крупные подразделения, сравнимые по рангу с геологическими системами. Для индивидуальной характеристики мелких магнитозон, которые представляют основной интерес для магнитостратиграфии, необходимы дополнительные параметры. С этой целью пытаются привлечь сведения по палеовековым вариациям,

морфологии инверсионных границ, напряженности древнего поля и пр. Работы по их изучению ведутся сейчас достаточно интенсивно, но они не дали пока реальных результатов, и трудно ждать, что в обозримом будущем эти характеристики найдут широкое применение в практике магнитостратиграфических исследований.

Сложность идентификации палеомагнитных единиц заставляет уделять особое внимание их привязке к стратиграфической шкале. Эта процедура выполняется обычно с помощью радиологии или палеонтологических данных. Использование тех или иных сторонних методов для определения возрастной последовательности палеомагнитных единиц предопределило формирование двух основных направлений в разработке шкалы магнитной зональности: магнитохронологического и собственно магнитостратиграфического.

Первое направление предусматривает построение палеомагнитной шкалы путем статистического анализа точечных палеомагнитных и радиологических определений главным образом по толщам вулканогенных пород. Изучение непрерывной последовательности магнитозон в стратиграфическом разрезе, равно как изучение стратотипов, этим методом не предусмотрено, так как предполагается, что хронометрия гарантирует полную независимость палеомагнитного метода от биостратиграфии. По этому принципу построена шкала А. Кокса для последних 5,3 млн лет, которая справедливо считается наиболее крупным достижением магнитохронологического направления, сильно продвинувшим стратиграфическое изучение новейших образований на всех континентах.

В более древних временных интервалах, как показал опыт, магнитохронология быстро теряет свое значение главным образом из-за неточности радиологических датировок. В частности, при возрасте пород в 10^7 лет и более, стандартные 5% погрешности в абсолютных определениях приводят к пропуску или ошибочным повторным выделениям зон. Эти погрешности уже в мезозое становятся сравнимы по объему с большинством ярусов.

Помимо малого временного диапазона, магнитохронологическая шкала обладает еще одним серьезным недостатком. Базируясь на дискретных определениях возраста изверженных пород, она способна фиксировать лишь фрагменты геомагнитных событий и не дает полной записи истории поля.

В более широком временном диапазоне действует шкала линейных магнитных аномалий, в основе которой лежит представление о непрерывной записи инверсий в морских линейных магнитных аномалиях, располагающихся в симметричной последовательности относительно

центральных рифтовых зон срединно-океанических хребтов (Vine, Mattews, 1963).

Информация, полученная в процессе морских магнитных съемок, породила среди части геофизиков стойкую иллюзию относительно уникальной стратиграфической значимости аномалийной шкалы, которая подчас начала рассматриваться как универсальный инструмент для изучения всей последовательности инверсий за последние 150 млн лет. Предполагается, что в базальтах океанической коры сохраняется самая полная и достоверная запись инверсий, в то время как в осадочных толщах часть магнитозон отсутствует из-за перерывов в седиментации, а соотношения их мощностей могут сильно меняться в зависимости от условий осадконакопления.

Исходя из этих соображений, ряд геофизиков считает излишним изучение магнитной зональности в разрезах континентов и ограничивается лишь сопоставлением ярусов общей шкалы с линейными аномалиями: "Значение морских аномалий, которые можно регистрировать путем непосредственного наблюдения, состоит в том, что позволяет не использовать стратотипы для построения временной шкалы инверсий для послеоксфордского возраста, начиная с которого прослеживается запись морских магнитных аномалий" (Харленд, Кокс, 1985).

Аномалийная шкала, безусловно, важна как своего рода контрольный инструмент при установлении последовательности магнитозон в стратиграфических разрезах и оценки их временных объемов, однако для столь откровенной ее абсолютизации не имеется сколь-нибудь веских оснований.

Известно, что в силу технических особенностей морских магнитных съемок нередко пропускаются эпизоды смены полярности длительностью менее 20×10^3 лет, вследствие чего многие узкие зоны, известные в разрезах осадочных толщ, не находят отражения в магнитных морских профилях.

Далеко не все аномалии магнитных профилей могут быть использованы для шкалы, так как часть из них образуется в результате интеграции эффектов нескольких источников с разными направлениями намагниченности.

Весьма серьезный недостаток аномалийной шкалы - ее ограниченный хронологический диапазон (≈ 160 млн лет) и абстрагированность аномалий от подразделений общей стратиграфической шкалы и региональных схем. Привязка отдельных аномалий к общей шкале через палеонтологическую характеристику перекрывающих донных осадков не решает проблемы. Аномалии, как известно, нумеруются простым отсчетом от оси спрединга, что приводит

порой к их неоднозначной индексации и существенным расхождением в сопоставлении с биостратиграфическими границами.

Нельзя упускать из виду и того обстоятельства, что гипотеза записи инверсий в линейных магнитных аномалиях строго не доказана, в силу чего достоверность Ламонтской шкалы может быть установлена лишь через ее сопоставление с палеомагнитной шкалой континентов.

В отечественной магнитостратиграфии, начиная еще с первых работ А.Н.Храмова (1958), прочное признание получил классический стратиграфический принцип разработки палеомагнитной шкалы. Процедура ее построения предусматривает изучение стратотипических и опорных разрезов, тщательную привязку магнитозон к фаунистическим подразделениям и последовательный "монтаж" сводных палеомагнитных разрезов и местных специализированных схем. Путем синтеза имеющихся материалов в конечном итоге создается общая магнитостратиграфическая шкала.

Подобная шкала с биостратиграфической основой имеет свои слабые стороны. В силу низкой палеомагнитной стабильности оказываются непригодными для изучения некоторые толщи, слагающие стратотипические размеры многих подразделений общей шкалы. Не всегда удается учесть объемы размывов и перерывов в седиментации. Наконец, магнитозоны, установленные в местных подразделениях, зачастую не опознаются в общей шкале и оказываются непригодными для дальних корреляций. Тем не менее, только стратиграфический метод построения палеомагнитной шкалы позволяет создать шкалу широкого возрастного диапазона и проследить историю магнитного поля от начала рифея до современности.

Очевидность этого положения, казалось бы, должна автоматически обеспечить приоритетное положение магнитостратиграфической линии исследований. Однако реальная ситуация сложилась таким образом, что лишь в последнее десятилетие она получила должное признание, и в настоящее время наиболее серьезные работы по шкале выполняются на классической магнитостратиграфической основе.

2.3. ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СИСТЕМАТИКИ

В начальной стадии палеомагнитных исследований введение новой терминологии и номенклатуры происходило стихийно и ничем не регламентировалось. Первые палеомагнитные колонки, составленные в 50-х гг., представляли собой простые сочетания магнитозон разного стратиграфического объема, которые располагались в хронологической

последовательности и не были связаны ранговым соподчинением. Их обозначение сводилось к простой нумерации сверху вниз, начиная от современности (Храмов, 1953).

Недостатки сплошной нумерации сказались уже при первых детализациях ранее изученных разрезов, когда вновь обнаруженные магнитозоны потребовали пересмотра всей сложившейся системы индексов. В настоящее время подобная разбивка является явным анахронизмом, однако она повсеместно применяется еще в палеомагнитных колонках морского бурения и аномалийной шкале.

По этому принципу была построена временная шкала инверсий от келловоя до современности, основу которой составили последовательно пронумерованные хроны полярности, выделенные по морским аномалиям. Поскольку аномалийная колонка постоянно модифицируется, каждый из хронов пришлось снабдить дополнительными обозначениями, что чрезмерно осложнило всю индексацию (Харленд, Кокс, 1985; Berggren et al., 1995).

Для палеозойской части шкалы А. Н. Храмов (1963) ввел раздельную нумерацию зон снизу вверх по системам с присоединением к каждой из них соответствующего стратиграфического индекса, а Э.Ирвинг (Irving, 1964) впервые ввел для магнитостратонов собственные географические наименования. А. Кокс с соавторами (Cox et al., 1964) при разработке магнитохронологической шкалы четко субординировал ее подразделения, подчинив основным магнитным эпохам узкие интервалы противоположной полярности - ивенты. Однако смешанная фамильно-географическая номенклатура шкалы А.Кокса не может считаться подлинной стратиграфической, поскольку ее "эпохи" и "ивенты" по способу датирования и терминологическому смыслу относятся к чисто хронологическим подразделениям.

Первый принцип магнитостратиграфической классификации, предложенный А. Н. Храмовым (1967), предусматривал выделение в качестве единицы низкого ранга монополярного интервала разреза - магнитогоризонта. Иерархически выше располагались интервалы знакопеременной полярности - магнитозоны. Их хронологические эквиваленты именовались соответственно магнитной эпохой и периодом. Однако от соподчиненности магнитных единиц по критерию моно- и знакопеременной полярности вскоре пришлось отказаться из-за его явного несоответствия принципу историко-геологической периодизации. В частности, при таком подходе многие крупные интервалы шкалы с устойчивой прямой или обратной намагниченностью пришлось бы относить к подразделениям низкого ранга и подчинять их более мелким зонам знакопеременной полярности.

А. Н. Храмов с соавторами (1974) впервые рассмотрели основные проблемы палеомагнитной систематики. Оценку масштабности геомагнитных событий и ранга эквивалентных им палеомагнитных единиц авторы предложили вести на основе длительности определенных режимов полярности и их значимости в эволюции магнитного поля. Эмпирически оно устанавливалось на основе стратиграфических объемов толщ горных пород, эквивалентных отдельным единицам магнитной полярности. Для подразделений палеомагнитной шкалы была предложена трехчленная иерархия, включавшая в восходящем порядке магнитозону, магнитогоризонт и магнитосерию. Их примерными стратиграфическими эквивалентами были приняты соответственно часть яруса, ярус или группа смежных ярусов, отдел или система. Впоследствии эта номенклатура претерпела известные изменения, однако сам принцип ранжирования в дальнейшем использовался при разработке первых проектов палеомагнитного стратиграфического кодекса.

Один из них был подготовлен совместно международными подкомиссиями по стратиграфической классификации (SMPTS) и шкале магнитной полярности (ISSC) под руководством Х. Хедберга (1979), другой - рабочей стратиграфической группой Научного Совета по геомагнетизму АН СССР. В проекте Стратиграфического (1988) кодекса для палеомагнитной шкалы предусматривалась классификация, включающая в нисходящем порядке: мегазону, гиперзону, суперзону, ортозону и субзону. Примерными эквивалентами гиперзон в общей стратиграфической шкале приняты системы, суперзон - отделы или их части, ортозон - ярусы или зоны.

В проекте международной подкомиссии по шкале магнитной полярности предусматривается более простая трехчленная иерархия магнитных единиц: суперзона (10^6 - 10^7 лет), зона (10^5 - 10^6 лет) и субзона (10^4 - 10^5 лет), но признается необходимость дополнительного выделения наиболее крупных и мелких подразделений (мегазон и микрозон).

В последнем отечественном Стратиграфическом кодексе (1992г.) принят шестичленный таксономический ряд магнитополярных единиц

Магнитополярные подразделения	Магнитохронологические эквиваленты и их длительность, (млн лет)
Мегазона	Мегахрон > 100
Гиперзона	Гиперхрон 100-30
Суперзона	Суперхрон 30-5
Ортозона	Ортохрон 5-0.5
Субзона	Субхрон 0.5
Микрозона	Микрохрон < 0.5

Предполагается, что в микрizonaх запечатлены кратковременные отклонения поля - аномалии, экскурсы. Наиболее крупным магнитостратонам, гипер- и суперзонам принято присваивать собственные наименования. Основные операционные единицы магнитостратиграфии - ортозоны нумеруются по полярности снизу вверх с указанием индексов соответствующих ярусов (Стратиграфический кодекс, 1992).

В целом же магнитостратиграфическая номенклатура в российском и международном кодексах практически однотипна и предполагает близкую структуру палеомагнитной шкалы.

К сожалению, палеомагнитные кодексы, созданные как нормативные документы, оставили открытым вопрос о существующей неофициально номенклатуре, что привело к созданию эклектической системы обозначений, лишенной внутреннего единства.

В плиоцен- плейстоценовой части шкалы действует фамильная номенклатура шкалы А. Кокса, включающая четыре верхние магнитозоны в интервале 5,4 млн лет. Для миоцена принята сплошная численная нумерация зон (эпох), начиная от 5 до 21, которая продолжает вниз шкалу А. Кокса вплоть до основания аквитана и привязана к магнитным аномалиям (с 1 по 6).

Ранний кайнозой и поздний мезозой в международной палеомагнитной шкале расчленяется на основе линейных морских аномалий. Для палеогена и Маастрихта предложена численная система из 26 положительных аномалий, пронумерованных сверху вниз (от 7 до 32). В мезозое, от баррема до Оксфорда отстроен второй ряд аномалий (с 0 до 29), но в отличие от кайнозоя здесь нумеруются лишь отрицательные аномалии. На практике принятая нумерация во многом имеет лишь символическое значение, так как с повышением качества магнитных съемок в Ламонтскую шкалу вводятся новые аномалии, которые для сохранения сложившегося численного ряда получают дополнительные буквенные обозначения. Они являются, по сути дела, самостоятельными подразделениями и лишь формально объединяются с "материнскими" аномалиями. Эта система сплошной нумерации практически без изменений перешла и в последние модификации шкалы магнитной полярности, которые практически не структурированы (Cande and Kent, 1992; Berggren et al., 1995).

Строго говоря, аномалийная шкала не является шкалой стратиграфической, а представляет собой лишь дискретный набор реперных точек. Промежутки между аномалиями вообще не имеют наименований, а сами аномалии пронумерованы сверху вниз без учета хронологической последовательности формирования. Аналогичное

нарушение историко-геологической последовательности допущено и в нумерации магнитозон миоцена, в колонках морского бурения.

Магнитные хроны, введенные в номенклатуру зарубежными исследователями, не исправляют дефектов Ламонтской шкалы. Каждый из них объединяет чисто формально два смежных интервала противоположной полярности и не имеет ни геофизического, ни стратиграфического смысла.

В опорных разрезах палеогена и мела Италии и США принята буквенная (латинская и греческая) индексация магнитозон, в работах отечественных исследователей часто используются местные названия с неизбежной в таких случаях синонимикой или же локальная нумерация зон по свитам, толщам и пр.

До недавнего времени процесс номенклатурного творчества был практически неуправляем, и лишь с выходом в свет национальных магнитостратиграфических кодексов появилась возможность ввести его в нормативное русло. Унификация палеомагнитной номенклатуры должна регулироваться рядом принятых в стратиграфии принципов, в соответствии с которыми:

1) магнитные подразделения могут устанавливаться разными способами, но за каждым из них стоит реальная совокупность горных пород. Поэтому единственным законным подразделением палеомагнитной стратиграфической шкалы является магнитозона, но не магнитная эпоха, аномалия, хрон и пр;

2) палеомагнитная шкала должна фиксировать непрерывную последовательность магнитозон, которые в соответствии с геоисторическим принципом следует обозначать снизу вверх по разрезу с учетом последовательности образования;

3) шкала магнитной полярности осуществляет свои стратиграфические функции только на основе стандартной шкалы. В связи с этим при обозначении магнитозон целесообразно использовать индексы соответствующих стратиграфических подразделений;

4) в магнитостратиграфической шкале должна быть отражена иерархия палеомагнитных единиц. С одной стороны, это необходимо для периодизации истории геомагнитного поля, с другой - для выделения характерных совокупностей магнитозон с определенным "рисунком", придающим элемент индивидуальности крупным стратонам.

2.4. ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И ИХ МЕСТО В ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

Введение в практику геологических исследований геохимических и геофизических методов сопровождалось выделением неизвестных ранее стратонов непалеонтологического обоснования, которые в настоящее время уже включены в стратиграфические кодексы ряда стран в качестве специальных стратиграфических единиц.

Как следствие, закономерно встал вопрос о совершенствовании структуры принятой стратиграфической классификации.

По мнению В. А. Зубакова, новая классификация должна "...гарантировать единство стратиграфии путем возможно более полного комплексирования данных разных методов стратиграфического исследования и прежде всего данных палеонтологического метода с непалеонтологическими, то есть классической стратиграфии и неклассической" (1980, с.90). Аналогичная мысль развивается и В. И. Яркиным "... структура стратиграфической классификации ... должна давать возможность систематизации различных категорий стратиграфических подразделений, как отражение различных направлений и уровней стратиграфических исследований"(1980, с.65). Противоположные по смыслу высказывания в специальной литературе последних лет практически не встречаются, что свидетельствует об отсутствии принципиальных разногласий в понимании проблемы.

Основные трудности возникают при переходе от общих положений к конкретной работе по совершенствованию стратиграфической классификации. Кодексом принята классификационная структура, соединившая в номенклатуре общей шкалы тектоностратиграфические (эонотема), биостратиграфические (эратема - зона) и климатостратиграфические (звено) подразделения. В то же время, по твердому убеждению многих стратиграфов, подразделения общей стратиграфической шкалы базируются на палеонтологической основе, и введение в их ряд стратонов иного обоснования методологически ошибочно.

Анализ иерархического ряда подразделений общей шкалы показывает, что при любом подходе к проблеме возможности дальнейшей разработки "смешанной" классификации за счет ее пополнения магнитополярными таксонами практически исчерпаны.

В магнитостратиграфии разработана основа специализированной шкалы, и создана самостоятельная классификация магнитных единиц, часть которых сопоставима по рангу с системами, другие оказываются мельче звена. В силу этого, в строго соподчиненном ряду основных

стратиграфических подразделений от эонотемы до звена, магнитозона как номенклатурный тип не находит определенного места.

Думается, что дальнейшая систематизация подразделений разного типа в рамках единой классификации уже не может идти за счет включения в общую шкалу единиц ритмостратиграфического обоснования. Принятый ныне принцип жесткого соединения в общем иерархическом ряду разных линий стратиграфической классификации должен быть пополнен принципом свободного соподчинения основных и ритмостратиграфических (в данном случае магнитостратиграфических) единиц (Молоствовский, 1983).

Такой подход предусматривает предварительное сопоставление стратиграфических объемов палеомагнитных зон с единицами общей шкалы или местных схем и их выборочное подчинение основным стратонам в тех случаях, когда магнитная зональность будет способствовать их детальному расчленению и точной корреляции. Магнитозоны разного ранга могут быть подчинены отделу, ярусу, горизонту, свите и т.д. с целью обеспечения их пространственно-временной устойчивости. Это особенно важно в областях сложных фациальных переходов, где происходит хронологическая взаимозаменяемость признаков (Мейен, 1989). Основная сфера приложения принципа свободного соподчинения - это геологическая съемка, где введение магнитозон может сильно повысить детальность крупномасштабных карт.

Необходимым условием при соподчинении является сохранение за палеомагнитными единицами классификационной самостоятельности, собственной индексации и номенклатуры. Его выполнение является единственной гарантией сохранения структурной целостности и нормального функционирования палеомагнитной шкалы, так как в противном случае может произойти полное растворение планетарных магнитозон в подразделениях местных стратиграфических схем. На первых стадиях исследований магнитозоны привязываются обычно к местным или региональным стратонам, но эта вынужденная мера отпадает по мере того, как удастся установить соотношение региональных колонок со стандартной палеомагнитной шкалой.

Система свободного соподчинения основных и специализированных подразделений позволяет без дальнейшего усложнения классификации использовать в комплексе данные разных методов исследований с сохранением единства стратиграфии. В зависимости от характера решаемых задач она предполагает использование специализированных подразделений разного ранга (в магнитостратиграфии от гипер- до субзон).

2.5. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОМАГНИТНОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

Идея площадных палеомагнитных исследований впервые была реализована на практике более тридцати лет тому назад Т.Эйнарсон (1962), составившим карту магнитозон плиоцен-плейстоценовых вулканитов Западной Исландии. В дальнейшем подобные исследования велись и в других регионах, что позволило разработать общие подходы к их организации в областях широкого распространения вулканогенных и осадочных толщ.

Техническая сторона палеомагнитных съемок к настоящему времени разработана вполне удовлетворительно. Выбор объектов, отбор ориентированных образцов, частота опробования и пр. производятся применительно к конкретной геологической обстановке и масштабу съемки.

Общей для работ подобного типа остается последовательность их выполнения. Они осуществляются поэтапно: вначале составляется опорный палеомагнитный разрез, затем ведется набор точек по площади, и, наконец, строится схема магнитной зональности, которая чаще всего и становится основной целью и конечным этапом работ.

При таком подходе невольно забывается, что площадные специализированные схемы отражают лишь особенности пространственного расположения магнитозон и малоинформативны в геологическом отношении. По существу они являются лишь определенной формой систематизации палеомагнитного материала, необходимого для детализации геологической карты и повышения ее структурности. Подобное понимание задачи палеомагнитной съемки, которая в противном случае теряет реальный смысл, предусматривает адаптацию палеомагнитной информации к геологической карте. Поиск ее наиболее рациональных форм следует рассматривать как наиболее актуальную задачу в данной области исследований. Для ее решения необходимо обсуждение некоторых стратиграфических аспектов палеомагнетизма. Среди них наибольший интерес представляют: вопросы картируемости магнитозон, соотношения геологических и палеомагнитных границ и соподчиненности магнитозон с основными стратиграфическими подразделениями (Молостовский, 1986).

О картируемости магнитозон. В общепринятом понимании палеомагнитная зона представляет собой совокупность пластов с определенной полярностью естественной остаточной намагниченности. Рассуждения о реальности магнитозон как стратиграфических

подразделений могут показаться тривиальными для палеомагнитолога, но для многих геологов это утверждение не столь очевидно.

В принципе сведения о направлениях векторов естественной остаточной намагниченности пород могут служить исходным критерием для их стратификации так же, как палеонтологические или литолого-фациальные признаки. Специфичность палеомагнитного критерия заключена в его "невещественности", исключающей возможность прямого визуального восприятия магнитостратонов. С методологических позиций эта особенность палеомагнитных зон не воспрещает рассматривать их как естественные геологические тела.

С. В. Мейен (1989) справедливо замечает, что понятие конкретного тела совершенно не обязательно связано с непосредственным восприятием, и оно может быть выделено по признакам, которые выявляются лишь специальными методами. Аналогичный подход демонстрирует и И. В. Круть: "Природным телом выступает материальная вещь (или ее фрагмент) с фиксированными пространственно-временными границами. Физические субстанции природного тела могут быть как веществом (субстратом), так и физическими полями или сочетанием того и другого" (1973. С.55).

Однако теоретическое и юридическое (через кодекс) признание магнитозоны отнюдь не означает ее повсеместного признания геологами-практиками. Введение в стратиграфию и, как следствие, в геологическую съемку палеомагнитных подразделений стимулировало давнюю дискуссию о том, что подлежит изображению на карте: визуально картируемые "естественные" геологические (точнее литологические) тела или же хроностратиграфические подразделения, выделение которых производится не в поле, а в процессе камеральной обработки материалов. С позиции сторонников практического удобства магнитозоны явно не картируемы, поскольку они устанавливаются не в полевых маршрутах, а после длительных лабораторных операций. Этим обстоятельством в основном и объясняется негативная реакция ряда геологов-съемщиков, которые воспринимают магнитозоны как некие абстрактные понятия, лишенные конкретного геологического содержания.

Безусловно, палеомагнитные подразделения недоступны для непосредственного восприятия, но ведь с этой приземленной позиции нереальными являются и все без исключения биостратиграфические подразделения, выделенные по микрофауне. отождествление понятия естественности стратона с возможностью его непосредственного восприятия несостоятельно также и ввиду того, что эти возможности расширяются с развитием аппарата познания. Если для традиционной съемки с ее слабым техническим обеспечением естественны и реальны

были, прежде всего, литологические тела, то с организацией полевых палеомагнитных станций такими же реальными и картируемыми станут и магнитозоны. Более того, при обобщении и увязке данных они подчас будут более точным и надежным инструментом корреляции, нежели литологические тела с их скользящими границами.

Привлечение палеомагнитных данных во многих случаях позволит подходить к составлению геологической карты с хроностратиграфических позиций, что в общем положительно скажется на точности картирования. Однако психологический барьер, обусловленный специфичностью палеомагнитного метода, еще существует в сознании части геологов-съемщиков. В известной мере он тормозит введение новых понятий в практику геологического картирования, но его преодоление - это уже вопрос не принципа, а времени.

О соотношениях палеомагнитных и геологических границ. Основная трудность, с которой приходится сталкиваться при специализированном картировании, заключена в несоответствии геологических и палеомагнитных границ. При обычных корреляциях их расхождению не придается особого значения, но иная ситуация возникает при геологической съемке, когда стратоны разного типа выносятся на карту. Поскольку основные стратиграфические подразделения, на которых базируется геологическая карта, выделяются по иным критериям, нежели палеомагнитные зоны, то нередко возникают более или менее существенные расхождения инверсионных и геологических границ. В таких случаях специализированная схема может серьезно отличаться от геологической карты и терять свою стратиграфическую ценность.

Некоторые исследователи видят выход из этой ситуации в том, чтобы решать вопросы различия геологических и палеомагнитных границ на основе палеомагнитных уровней (Балабанов и др., 1975). Реализация этого предложения на практике означает не что иное, как произвольный сдвиг лито- и биостратиграфических границ ради их формального совмещения с инверсионными уровнями. В конечном счете подобное "исправление" границ приведет к частичной или полной подмене основных стратиграфических подразделений палеомагнитными зонами, а самой геологической карты - схемой магнитной зональности.

Вряд ли такое решение окажется приемлемым для геологической службы, так как оно явно противоречит одному из основных положений Стратиграфического кодекса о самостоятельности и незаменимости таксонов разного типа. Кроме того, схема магнитной зональности в ее чистом виде не способна отразить особенности геологического строения и историю развития конкретного района, т.е. лишена сведений, которые во многом определяют содержание геологической карты и ориентацию

поисковых работ. Вследствие этих причин подмена геологических границ инверсионными уровнями представляется неприемлемой в принципе, и за редкими исключениями палеомагнитные и стратиграфические рубежи на карте должны изображаться раздельно.

Инверсия может приобрести статус геологической границы в разрезах, лишенных органических остатков, со смешанными переходными комплексами фауны или же в случае постепенных литологических взаимопереходов между соседними подразделениями. Палеомагнитные уровни в этих условиях по договоренности могут использоваться в качестве наиболее однозначных стратиграфических рубежей.

Намечаются два пути передачи палеомагнитной информации на геологическую карту. Наиболее простой из них - это детальная фиксация линий инверсионных переходов в качестве изохронных реперных уровней (линейных горизонтов). Такое решение способствует практической реализации давней идеи о двойной легенде геологических карт. Суть последней состоит в изображении на карте как литологических тел с их скользящими контактами, так и уровней относительной синхронности, необходимых для увязки соседних листов (Сенников и др., 1969). Инверсионные границы, в силу своей природы, являются идеальными реперными уровнями, удобными для сопоставления разнофациальных осадочных толщ. Этот вариант вполне приемлем для геологов-съемщиков, так как не меняет легенды карты, но он трудно осуществим технически.

Как показал опыт площадных палеомагнитных работ, поиск точек с узкими зонами смены полярности трудоемок даже в открытых районах и практически невозможен в условиях ограниченной обнаженности. Поэтому в реальных условиях при палеомагнитных съемках картируются обычно магнитозоны, а их границы интерполируются.

В связи с этим возможно иное решение, которое предусматривает вынос на геологическую карту не только инверсионных уровней, но и самих палеомагнитных зон в рамках основных стратиграфических подразделений (ярусов, свит, серий и пр.). Эта операция, основанная на свободном соподчинении единиц разного типа, имеет смысл лишь в тех случаях, когда магнитная зональность позволяет дать более детальное расчленение, нежели литология или фауна.

При изображении на геолого-палеомагнитной карте ярусов, свит и магнитозон следует иметь в виду, что последние играют здесь чисто служебную, картировочную роль и не связаны с основными стратонами ранговым соподчинением.

Дробные единицы комплексного обоснования должны иметь смешанную стратиграфическую и палеомагнитную индексацию. Если магнитозона входит в два смежных подразделения, то в разных своих

частях она получает разные стратиграфические индексы. Таким образом, ярус или свита с целью детализации геологической карты могут быть изображены в виде совокупности разнополярных магнитозон. В рамках основного подразделения в этом случае будут наноситься несколько инверсионных границ, подчеркивающих особенности геологической структуры участка. Границы же между основными подразделениями, за исключением рассмотренных выше случаев, определяют по традиционным стратиграфическим признакам.

Специального обсуждения заслуживает вопрос о статусе дробных единиц комплексного обоснования, которые выделяются по палеомагнитным признакам, на готовой палеонтологической или литолого-фациальной основе. Наиболее интересна в этом отношении основная единица региональных схем - горизонт, который всегда понимался как подразделение комплексного обоснования. Выделение горизонтов допускается, в принципе, по разным определяющим признакам. Поэтому нет причин отрицать горизонты или подгоризонты палеомагнитного обоснования, которые идеально отвечают понятию хроностратона, и надежно выполняют корреляционные функции.

В соподчинении общих и магнитостратиграфических подразделений есть несколько специфических моментов.

1. Палеомагнитные зоны вводятся в состав основных подразделений только при внесении на геологическую карту. При обычных стратиграфических сопоставлениях необходимость в подобном подчинении отпадает, поскольку магнитостратоны способны выполнять корреляционные функции в качестве самостоятельных реперов.

2. Предлагаемое соподчинение не предусматривает жестко заданной иерархической зависимости основных и палеомагнитных единиц и может осуществляться на любом уровне, от звена до отдела включительно.

3. Магнитозоны, подчиненные при картировании основным таксонам, сохраняют - в то же время классификационную самостоятельность, номенклатуру и индексацию, что необходимо для сохранения структурной целостности и нормального функционирования палеомагнитной шкалы.

4. Дробные единицы комплексного обоснования имеют двойную стратиграфическую и палеомагнитную индексацию. (Последняя для удобства изображения на карте может быть сокращена, при этом все принятые сокращения должны быть оговорены в легенде).

5. При существенном расхождении палеомагнитных и геологических границ последние являются определяющими.

Перечисленные условия являются логическим следствием трех основных принципов комплексного геолого-палеомагнитного картирования:

а) сохранение существующих легенд и стратиграфических схем, обеспечивающих преемственность исследований;

б) признание независимости палеомагнитных и геологических границ;

в) сохранение палеомагнитной номенклатуры и классификационной самостоятельности магнитозон во избежание их полного "растворения" в местных стратиграфических подразделениях.

2.6. МЕТОДИЧЕСКИЕ ОШИБКИ В МАГНИТОСТРАТИГРАФИИ

По мере накопления данных и их более строгой интерпретации выяснилась спорность ряда палеомагнитных построений прежних лет. Основная причина сложившейся ситуации - допущенные на первых стадиях исследований многочисленные методические просчеты. Часть из них имеет общестратиграфическую природу, другие же обусловлены спецификой самого метода (Молостовский, 1985, 1996).

Потребность в анализе методических ошибок неизбежно возникает на определенной стадии развития любого научного направления. В стратиграфии подобный анализ проводился С.В.Мейеном и В. В. Меннером (1971, 1989). В настоящее время подобная проблема возникла и в магнитостратиграфии. Ее обсуждение необходимо для упорядочения всей системы палеомагнитных стратиграфических интерпретаций и предупреждения дальнейших методических просчетов и заблуждений.

Краткая характеристика основных магнитостратиграфических ошибок рассматривается ниже.

2.6.1. Игнорирование стратотипа

Эта ошибка возникает в тех случаях, когда о палеомагнитной зональности стратиграфического подразделения судят не по материалам стратотипического разреза, а по частным обнажениям, субъективно сопоставленных со стратотипом. В итоге одноименные горизонты и свиты в разных районах приобретают разную палеомагнитную характеристику, что отнюдь не способствует популярности метода. Между тем, в подобных ситуациях зачастую следует говорить не о достоверности палеомагнитных данных, а об обоснованности традиционных представлений о возрасте тех или иных стратиграфических единиц.

Показателен в этом плане пример с палеомагнитной характеристикой чаудинского горизонта, стратотип которого на мысе Чауда (Крым), сложенный породами с прямой остаточной намагниченностью, идентифицируется с зоной Брюнес и датируется соответственно нижним плейстоценом (Певзнер, 1980).

Но в разрезах Западной Грузии чаудинский горизонт намагничен обратно и однозначно причисляется к верхней части зоны Магуяма (Зубаков, Кочегура, 1976).

Вопрос о стратиграфическом положении чаудинских отложений дискутируется много десятилетий, а противоречивость их палеомагнитной характеристики еще более осложняет ситуацию. По существу же мы получили достаточно серьезные палеомагнитные доказательства того, что одноименные отложения в разных районах Черноморской области имеют разный возраст, и длительная дискуссия о стратиграфическом положении чауды теряет почву. И если за плейстоценовым чаудинским горизонтом Крыма название сохраняется по праву приоритета, то для более древних отложений чауды Западной Грузии правомерно введение нового наименования.

2.6.2. Выделение ложных магнитозон

Появление в магнитостратиграфических схемах ложных, не связанных с инверсиями, палеомагнитных зон обусловлено чаще всего воздействием стабильной намагниченности термовязкого или химического происхождения. Ее влияние зачастую не удается снять при магнитных чистках, а в пологозалегающих отложениях она практически не поддается учету. Непосредственным следствием этой ошибки является фиктивное усложнение, или напротив, упрощение структуры палеомагнитных колонок.

Показательны в этом плане палеомагнитные определения по верхнему пестрому песчанику ФРГ, который по палеонтологическим данным соответствует верхам нижнего триаса. П.Буреком (Burek, 1970) здесь выделен сложный (до 18 зон) интервал переменной полярности, который был сопоставлен с гиперзоной Иллавара в полном ее объеме.

Подобная идентификация предполагает соответствие верхнего пестрого песчаника верхнетатарскому подъярусу и всему нижнему триасу европейской России, что явно не согласуется с имеющимися данными по систематическому составу тетрапод Российского и Германского полей континентального триаса. Весьма сомнительна эта корреляция с чисто палеомагнитных позиций, поскольку в соседних районах А.Нейерном

(Nairn, 1970) в пределах верхнего песчаника зарегистрирована лишь одна зона обратной полярности.

Учитывая, что многие магнитозоны выделялись П. Буреком лишь по 1-2 образцам, можно предположить, что весь крупный NR - интервал представляет собой фиктивно раздробленную перемагниченными слоями крупную зону обратной полярности. Последняя идентична, видимо, верхней R - зоне схемы А. Нейерна, аналоги которой уверенно опознаются в верхах нижнего триаса Русской плиты.

В практике отечественных палеомагнитных исследований сходная ошибка была допущена при палеомагнитном изучении угленосной толщи Кузбасса. Стратиграфия пермских отложений Кузнецкого угольного бассейна разрабатывается несколько десятилетий, однако многие ее проблемы не решены окончательно. Эндемичный состав фауны беспозвоночных и полихронность кордаитовой флоры сильно затрудняют определение возраста отдельных свит и положения границ карбоновой и пермской систем и их отделов. Определенные надежды в свое время связывались с палеомагнитным методом, однако проведенные в Кузбассе магнитостратиграфические исследования не внесли желаемой ясности и усложнили проблему.

В палеомагнитной схеме В. П. Апарина (1966) граница перми и карбона установлена по подошве крупного интервала прямой намагниченности, соответствующего промежуточной и ишановской свитам (рис.25,а). В. М. Кириллов (1971), следуя этой же аналогии, проводит границу перми и карбона по кровле крупной зоны прямой полярности, охватывающей усятскую свиту (рис.25,б).

Таким образом, граница перми и карбона по магнитной зональности была определена с разницей в четыре свиты.

Аналогичные расхождения выявились и при определении нижней границы гиперзоны Иллавара, которая проводится В. П. Апариным внутри ускальской свиты, В. М. Кирилловым - внутри ленинской, а в их общей схеме (Апарин и др., 1970), судя по характеру палеомагнитной зональности (рис.25,в), этот рубеж следует опустить уже к основанию ускальской свиты.

Причина столь серьезных разногласий кроется, видимо, в общей палеомагнитной нестабильности пород угленосной толщи, что могло привести к выделению ложных палеомагнитных зон прямой полярности. Для иллюстрации этого вывода обратимся к сравнению трех вариантов палеомагнитного разреза перми и верхнего карбона Кузбасса, где одноименные свиты нередко обладают намагниченностью разной полярности, а объемы и число магнитозон прямой полярности сильно

разнятся в одних и тех же интервалах шкалы. В этой связи особое значение приобретает вывод М.А.Зоткевича (1970) о наличии в разрезе угленосной толщи Кузбасса вторичных палеомагнитных зон, обусловленных метахронной намагниченностью.

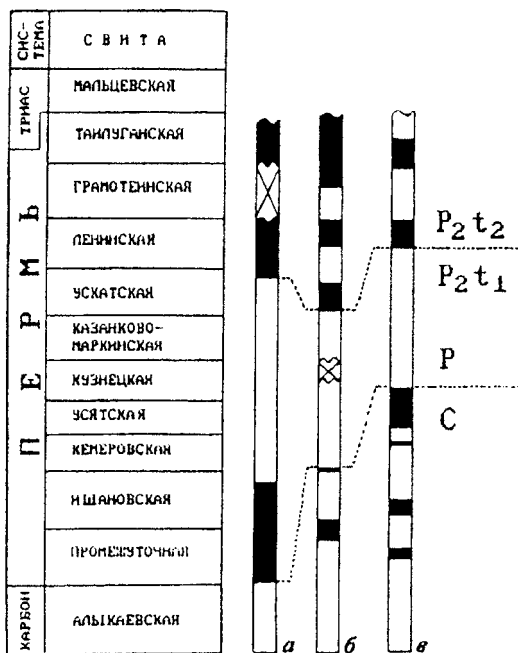


Рис.25 Положение геологических границ в палеомагнитных разрезах перми Кузбасса. *а* - В.П.Апарин (1966); *б* - В.П.Апарин, В.М.Кириллов, В.А.Кузнецов (1970); *в* - В.М.Кириллов (1971)

2.6.3. Потеря интервала

Данная ошибка возникает, когда при сопоставлении палеомагнитных колонок в недостаточной мере учитываются перерывы в геологической летописи. В таких случаях, наблюдаемые в конкретных разрезах сочетания магнитозон воспринимаются как их непрерывные

последовательности со всеми вытекающими противоречиями при палеомагнитных корреляциях.

Типичным примером потери интервала может служить интерпретация палеомагнитных данных по перми и триасу юго-запада США. Здесь повсеместно выделяются две крупные зоны обратной и знакопеременной полярности. Нижняя R -зона (Киама) включает морскую пермь и перекрывающий комплекс пород в составе триасовых формаций Динвуд, Гуз Эгг и нижней трети красноцветных формаций Чагуотер и Моункопи. Большая часть двух последних подразделений характеризуется переменной полярностью и относится к гиперзоне Иллавара.

В соответствии с особенностями магнитной зональности разрезов McMachon и M.Strangway (1968) провели границу гиперзон Киама - Иллавара внутри нижнего триаса, много выше слоев с *Claraia* и аммонитами зоны *Otoceras*. Поскольку на Русской плите этот палеомагнитный рубеж установлен в середине татарского яруса верхней перми, то последовал вывод о несоответствии палеомагнитных данных по двум континентам.

Эта интерпретация базируется на явно ошибочном представлении о непрерывности палеомагнитного разреза перми и триаса юго-западных районов США. Между тем, здесь во многих разрезах пермская часть зоны Иллавара полностью эродирована, и первая нижнетриасовая R-зона смыкается с зоной Киама и фиктивно увеличивает ее объем. Граница Киама-Иллавара, таким образом, оказывается искусственно смещенной в пределы нижнего триаса, а триасовая зона *Otoceras*, вследствие потери интервала, ошибочно причисляется к гиперзоне Киама и автоматически к верхней перми.

По существу же в строении магнитостратиграфических схем России и США нет принципиальных отличий, так как верхнепермская часть зоны NR-Иллавара обнаружена в Оклахоме и Нью-Мексико в более полных разрезах пермских формаций Гвадалуп и Очоа (Peterson, Nairn, 1971). Их идентичность верхнетатарским магнитозонам Русской плиты вполне очевидна, что позволяет проводить границу Киама-Иллавара в верхах перми США, т.е. на том же уровне, что и в разрезах России (Молостовский, 1983).

2.6.4. Неправомерная идентификация магнитозон с линейными аномалиями Ламонтской шкалы

Палеомагнитная литература последних лет содержит многочисленные прямые сопоставления палеомагнитных зон

континентальных разрезов с океанскими магнитными аномалиями. Прямая идентификация такого рода создает иллюзию глобальных палеомагнитных корреляций, хотя во многих случаях она серьезно не обоснована.

Во-первых, следует иметь в виду безусловность выделения и нумерации самих линейных аномалий и трудности их привязки к биостратиграфическим рубежам. Так, граница палеоцена и эоцена в разных вариантах аномальной шкалы совмещается с аномалиями 21, 23, 24 или 25. Граница палеоцена и мела соотносится с аномалиями 26 или 29 (рис.26), нулевая положительная аномалия МО одними авторами помещается на границу баррема и апта, другими же в верхнюю часть аптского яруса.

Во-вторых, идентификация магнитозон палеомагнитных разрезов с линейными аномалиями, как правило, возможна лишь на детальной палеонтологической основе. Но в этом случае возникает вопрос о необходимости подобной процедуры как таковой. В ряде случаев она бесполезна для планетарной стратиграфии, но в большинстве случаев лишь создает иллюзию прямых глобальных корреляций.

2.6.5. Идентификация магнитозон разного стратиграфического ранга

Ошибка возникает при шаблонном сопоставлении интервалов прямой и обратной полярности без учета их стратиграфических объемов и иерархии в палеомагнитной шкале. Ошибка такого рода была допущена при корреляции сводных разрезов верхней перми Русской плиты, Памира и Закавказья.

Ряд исследователей, исходя из разного числа магнитозон в гиперзоне Иллавара Тетической области и Русской плиты, пришли к выводу об отсутствии в пермских разрезах Европейской России значительной группы слоев, эквивалентных дорашамскому ярусу морской шкалы (Давыдов и др., 1982, Котляр и др., 1984).

При этом не были учтены два важных обстоятельства.

1. Фактологически верхнепермские разрезы Памира и Закавказья слабо обоснованы. В них не выяснены ни общее число магнитозон, ни их стратиграфические объемы, так как многие интервалы прямой и обратной полярности выделены по единичным образцам, а их границы интерполированы.

2. Сравнительный подсчет магнитозон в разрезах Русской плиты и Тетиса лишен реального смысла, так как детально изученный разрез верхней перми Европейской России помимо пяти основных ортозон включает несколько подчиненных субзон противоположного знака. Общее

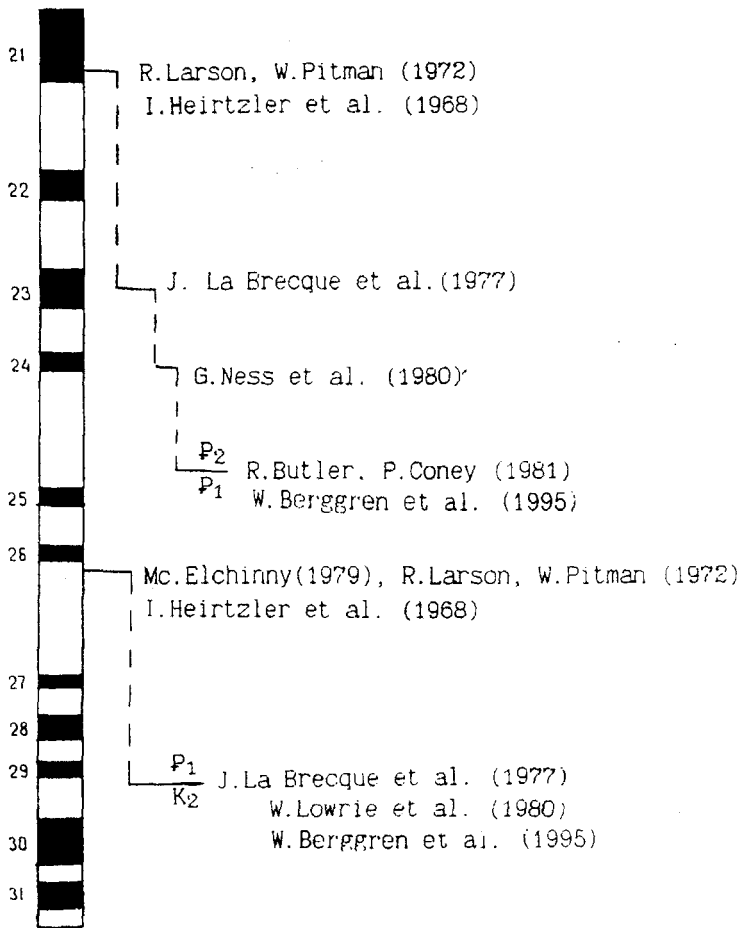


Рис.26. Положение стратиграфических границ в аномальной шкале по разным авторам

число интервалов прямой и обратной полярности в пределах верхнетатарского подъяруса окончательно не установлено, но даже по имеющимся данным оно составляет не менее 9-10, то есть не меньше, чем в разрезах тетической перми. В подобной ситуации палеомагнитные данные не могут использоваться ни для корреляций, ни для выводов о сравнительной полноте разрезов столь удаленных геологических провинций, как Русская плита и Тетическая область.

2.6.6. Искажение структуры палеомагнитной шкалы

При недостатке сведений об истинных стратиграфических диапазонах магнитозон в конкретных разрезах, зоны, выделенные в рамках стратиграфического подразделения, иногда экстраполируются на весь его объем, хотя реально могут слагать лишь его незначительную часть. В итоге происходит неравномерное смещение палеомагнитных границ и искажение истинной картины стратиграфического распределения инверсий. Искажения подобного типа, осложненные потерями интервалов и перемагничиванием пород, возникли, по-видимому, при построении сводных разрезов палеогена Средней Азии и Закавказья, где, по данным ряда исследователей, в палеоцене и эоцене доминирует прямая намагниченность (Гасанов, 1975, Караханян, 1982). Между тем, в колонках морского бурения, шкале линейных аномалий и в палеомагнитных разрезах других регионов этот стратиграфический интервал отмечен явным преобладанием обратной полярности и включает лишь сравнительно мелкие подчиненные зоны прямого знака.

* * *

Совокупность исходных методологических посылок и эмпирических обобщений, изложенных в настоящем разделе, позволяют создать известное представление о сущности современной магнитостратиграфии, которая сложилась как самостоятельное научное направление со своим объектом и методом исследований. Будучи одним из разделов общей стратиграфии, она имеет своей целью выяснение пространственно-временных соотношений пластуемых комплексов горных пород на основе их магнитной зональности. В структуре палеомагнитной шкалы отражена вся последовательность причинно-следственных палеомагнитных событий, что предопределяет геоисторическую природу магнитозон и их границ.

Рассмотренные выше положения и выводы, безусловно, не исчерпывают всей проблематики в данной области исследований. Часть из

них безусловны и могут по-иному оцениваться другими исследователями. Разработка общей магнитостратиграфической доктрины потребует дальнейших коллективных усилий, и настоящая работа является лишь одним из первых шагов в этом направлении.

Глава 3. ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ МЕТОД В ПРАКТИЧЕСКОЙ СТРАТИГРАФИИ

3.1. ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Анализ специальной литературы разных лет позволяет проследить своеобразную смену приоритетов в области палеомагнитных стратиграфических исследований. Палеомагнитный метод возник в 50-х гг. как преимущественно практический, ориентированный на решение конкретных задач по расчленению и корреляции толщ горных пород.

В дальнейшем основное внимание исследователей привлекли проблемы синхронизации крупных геологических событий и сопоставление континентальных палеомагнитных колонок с океанской аномалийной шкалой. Подобные работы, безусловно, способствовали становлению магнитостратиграфии как научного направления, но они невольно ступсвали прикладные стратиграфические аспекты палеомагнетизма. Этим вопросам перестало уделяться должное внимание, хотя геофизика приобрела достаточно богатый опыт в их решении. Частные примеры подобных решений периодически появляются в литературе, но они не систематизируются и в силу своей разрозненности не создают целостного впечатления о реальных стратиграфических возможностях метода и основных принципах его применения. Обобщающие работы такого плана практически отсутствуют, что, собственно, определяет сложившуюся ситуацию.

При оценке геологических возможностей палеомагнетизма наиболее актуальными представляются три группы вопросов, так или иначе связанных с проблемой формирования современной стратиграфической базы для поисково-съёмочных работ (Молостовский, 1985):

- 1) разработка региональных и местных магнитостратиграфических схем ;
- 2) принципы использования палеомагнитных данных при геологической съёмке;
- 3) решение конкретных стратиграфических задач с помощью палеомагнитных характеристик горных пород.

3.2. РЕГИОНАЛЬНЫЕ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ

Палеомагнитные зоны по своей сути являются глобальными хроностратиграфическими единицами и теоретически могут быть выделены везде, где имеются соответствующие породы. Поэтому, в магнитостратиграфии должна существовать лишь одна стандартная шкала со своей номенклатурой. Это положение справедливо в принципе, но в силу объективных причин далеко не всегда применимо на практике.

В реальной работе, как известно, магнитозоны выделяются не только на базе общих подразделений, но и на основе региональных и местных единиц. В последнем случае они опознаются лишь в пределах ограниченных территорий, зачастую не привязываются к стандартной шкале и используются лишь при местных или региональных построениях.

В отличие от подразделений классической стратиграфии ранг магнитозоны не зависит от ее географической распространенности и определяется лишь уровнем стратиграфической привязки, а точнее категорией соответствующего основного подразделения. Эта специфическая особенность палеомагнитной классификации не всегда учитывается, и известно немало попыток глобальных палеомагнитных построений на непригодном для таких целей местном материале.

Элементарная логика подсказывает, что, оперируя магнитозонами регионального или местного опознания, палеомагнитология должна прежде всего заниматься решением соответствующих задач. Таким образом, встает вопрос о выделении региональной магнитостратиграфии в самостоятельную линию исследований, наиболее тесно связанную с потребностями геологической практики. Возникла необходимость упорядочения прикладных палеомагнитных исследований путем постоянной и регламентированной едиными правилами работы по составлению и официальному утверждению региональных и местных схем.

Основные принципы и правила этой процедуры были сформулированы в начале 80-х гг. (Зубаков, Молостовский, 1982). Подобные схемы строятся на достоверном палеомагнитном материале с привлечением палеонтологических и литолого-фациальных данных. Их основное назначение применительно к запросам практической стратиграфии состоит в следующем:

а) способствовать детальному расчленению толщ горных пород с помощью их палео- и петромагнитных характеристик;

б) фиксировать хронологические соотношения региональных и местных стратиграфических подразделений и способствовать их сопоставлению на основе магнитной зональности;

в) устанавливать наиболее вероятные соотношения региональных и местных стратонтов с общей стратиграфической шкалой;

г) отражать соотношения био-, лито- и магнитостратиграфических границ, определять степень пространственной устойчивости и синхронности геологических рубежей разного типа.

Составление региональной схемы ведется поэтапно. Вначале осуществляется сопоставление частных разрезов в пределах конкретных структурно-фациальных зон, на основе его создаются местные схемы. Синтез и корреляция местных схем приводят к региональной магнитостратиграфической схеме. Для идентификации однополярных магнитозон наряду с геологическими данными в ряде случаев с успехом могут быть использованы скалярные магнитные характеристики горных пород.

Перечисленные положения в настоящее время юридически закрепины в Российском Стратиграфическом Кодексе 1992 г., где подробно оговорены правила оформления специализированных палеомагнитных схем и передачи их стратиграфическим комиссиям МСК (прил.2).

Практическая реализация этих предложений осуществлена рядом стратиграфических комиссий МСК при создании региональных унифицированных схем верхней перми и триаса Русской плиты и Предуральяского краевого прогиба, плейстоцена Нижнего Поволжья и пр.

3.3. ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ МЕТОД В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ

Идея использования палеомагнитных данных для геологического картирования была выдвинута Т. Эйнарсоном (1962) и реализована им на практике при изучении вулканогенных полей Исландии.

Попытки составления площадных магнитостратиграфических схем в отечественной палеомагнитологии были предприняты в начале 70-х годов. Первоначально эти работы велись в областях активного кайнозойского вулканизма: на Камчатке, в Приморском крае и Закарпатье. Несколько позже они начались на Севере Европейской России и Поволжье, в поле развития красноцветных формаций верхней перми и нижнего триаса.

Краткие сведения о содержании и информативности ряда площадных схем магнитной зональности приводятся ниже.

Вулканогенные формации. Е. В. Дараган и М. А. Певзнер (1969) при палеомагнитном картировании масштаба 1:200 000 на Среднем

хребте Камчатки ограничили прослеживанием лишь одного реперного уровня - границы магнитозон Бронес-Матуяма. Все прямомагнитные базальтовые покровы, нанесенные на карту, были причислены авторами к плейстоцену, а вулканы с ЕОН обратной полярности - к верхнему плиоцену.

Более сложная площадная схема была построена для плиоценовых базальтоидов Южного Приморья, на которой (Белоконь и др., 1973) зафиксировано четыре палеомагнитных горизонта. Последовательность их залегания и мощности первоначально были установлены в опорных разрезах, а затем трассированы по простиранию. Хорошая обнаженность позволила проследить палеомагнитные горизонты по всей территории исследований, установить закономерности в вариациях их мощностей и обеспечить детальную корреляцию базальтовых покровов на основе их палеомагнитных характеристик.

Н. П. Михайлова с соавторами (1974) расширили спектр палеомагнитных параметров, пригодных для картографирования. При площадных исследованиях кайнозойских вулканитов Закарпатья помимо данных о прямой или обратной полярности лав были использованы параметры, характеризующие иные состояния поля: инверсионное, безинверсионное и возмущенное. По сочетаниям определенных ориентаций векторов J_n с величинами магнитного момента было выделено пять палеомагнитных горизонтов, включавших вулканы разного состава и условий формирования.

На их основе разработана площадная палеомагнитная схема верхнемиоценовых вулканитов Закарпатского прогиба (рис.27), где по маркирующим магнитным уровням удалось установить возрастные соотношения ряда разобщенных вулканогенных массивов. Одновременно выяснилось, что часть петрографически близких вулканогенных покровов, на которых традиционно строились местные корреляционные схемы, обладают различными палеомагнитными характеристиками и относятся, соответственно, к разным частям стратиграфического разреза.

Осадочные формации. Палеомагнитное картирование красноцветов верхней перми (Молостовский, 1986) велось совместно с геологической съемкой масштаба 1 : 200000 в бассейнах рек Мезени, Сухоны и Устья. В общей сложности были обследованы около 150 естественных разрезов и одна опорная скважина, вскрывающая практически весь разрез татарского яруса. В основу палеомагнитных построений была положена схема А.Н.Храмова (1963), согласно которой татарский ярус подразделяется на пять магнитозон: r_1P_2t , n_1P_2t , r_2P_2t , n_2P_2t и r_3P_2t . Первая зона r_1P_2t относится к нижнему подъярусу, остальные четыре - к верхнему.

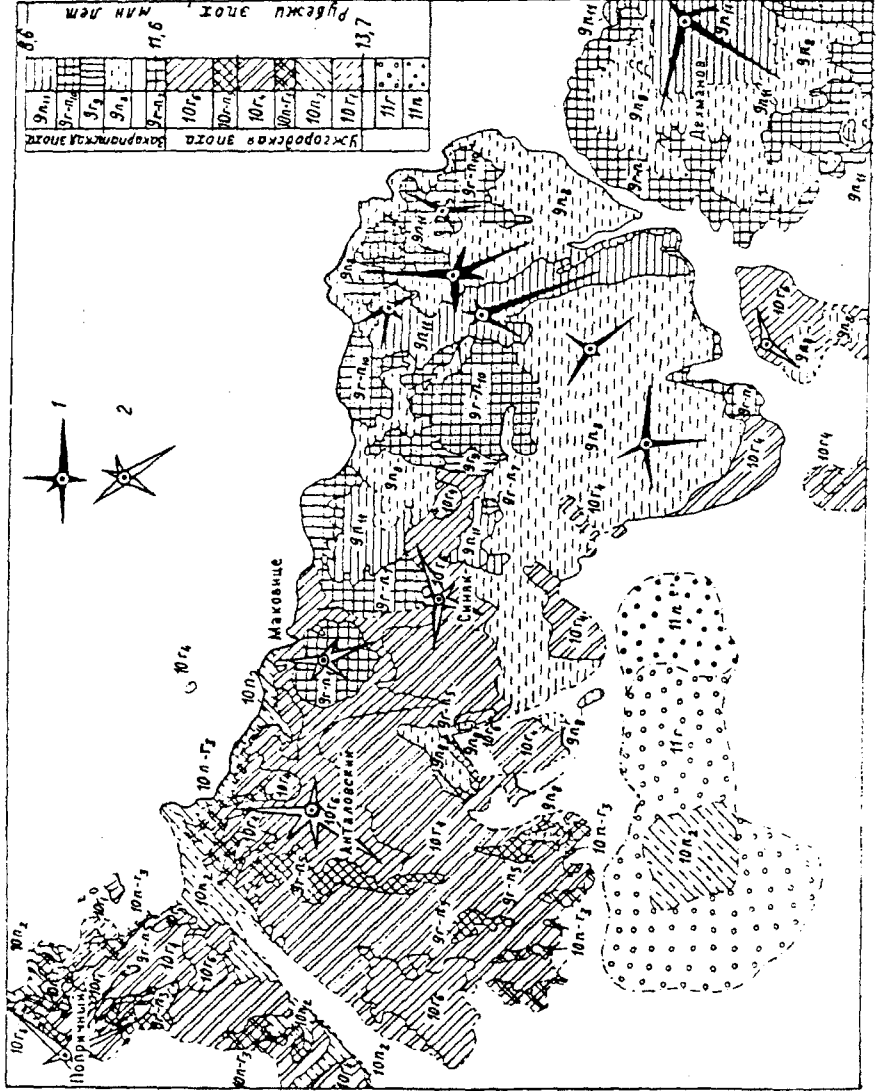


Рис.27. Карта палеомгнитных горизонтов западной части Закарпатского прогиба (по Михайловой и др., 1974)

Палеомагнитной съемке предшествовало комплексное литолого-фациальное, палеонтологическое и палеомагнитное изучение опорных разрезов р. Сухоны, Устья и Сев. Двины. Эти работы позволили выяснить строение палеомагнитных разрезов в конкретных структурно-фациальных зонах, стратиграфические диапазоны магнитозон и получить их палеонтологическую характеристику. В соответствии с магнитной зональностью, литологией и палеонтологической характеристикой северодвинский горизонт был подразделен снизу вверх на три, а вятский на два подгоризонта: $n_1P_2sd_1$; $r_2P_2sd_2$; $n_2P_2sd_3$; $n_2P_2v_1$ и $r_3P_2v_2$.

Второй этап исследований, собственно палеомагнитное картирование, сводился к последовательному отбору ориентированных образцов в обнажениях и прослеживанию магнитозон по простиранию. Для точной идентификации магнитозон использовались палеонтологические и скалярные магнитные характеристики пород. Кроме того, учитывалось положение разрезов в общей структуре, материалы аэрофотосъемок и пр. Результаты работ по конкретным районам рассмотрены ниже.

3.3.1. Бассейны рек Сухоны и Устья

Основа современных представлений о строении татарского яруса р. Сухоны разработана Е. М. Люткевичем (1931), который выделил в опорном разрезе нижнеустьинскую, сухонскую и северодвинскую свиты и установил границу между нижне- и верхнетатарским подъярусами в подошве северодвинской свиты.

В бассейне р. Устья татарские отложения картировались Н.А.Пахтусовой (1966), на основе схемы Е. М. Люткевича (рис.28а), с расчленением разреза на нижнеустьинскую, сухонскую и северодвинскую свиты.

После составления площадной схемы магнитной зональности и привязки магнитозон к местным подразделениям, оказалось, что все одноименные свиты, выделенные Н. А. Пахтусовой в бассейнах р. Сухоны и Устья существенно разнятся по занимаемому стратиграфическому положению. Диахронность литологических границ в условиях равнинного рельефа и пологого залегания слоев серьезно исказила геологическую карту. В частности выяснилось, что если верхние границы нижнеустьинской и сухонской свит трассировать на одном уровне от р. Сухоны в северном направлении, то в бассейне р. Устья они должны проходить, соответственно, в 10 и 18 км западнее границ, изображенных на геологической карте.

На геолого-палеомагнитной карте (рис.28,б), в основу которой положены подгоризонты биомагнитостратиграфического обоснования, отчетливо отражены основные структурные элементы района - Сухонский вал и сопряженная с ним крупная синклиналь, которая выполнена в центральной части отложениями нижневятского подгоризонта и нижнего триаса.

Палеомагнитные данные о широком развитии вятских отложений к северу от Сухонского вала явно не отвечали сложившимся представлениям о геологическом строении этой территории. Как видно из рис. 28(а), ранее здесь выделялось крупное Устьянское поднятие, сложенное в центральной части отложениями сухонской и нижеустьянской свит. В дальнейшем палеомагнитные построения были подтверждены палеонтологическими данными и материалами картировочного бурения. В центральной части Устьянского поднятия, где предполагались выходы сухонской свиты, И. И. Молостовской были обнаружены остракоды вятского фаунистического комплекса, а в процессе бурения выяснилось, что нижеустьянская свита погружена здесь на глубину около 300 м. После этого стало очевидным, что Устьянское поднятие выделено ошибочно из-за того, что аллювиальные песчаники вятского горизонта были спутаны с близкими по облику песками нижеустьянской свиты. О конечных результатах палеомагнитной съемки позволяет судить сопоставление рис.28 (а , б).

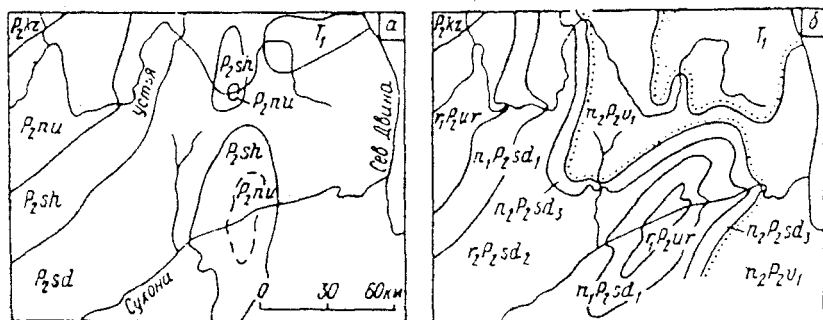


Рис.28. Геологическая (а) (Пахтусова Н.А.,1966) и геолого-палеомагнитная (б) карты бассейнов рек Сухона и Устья (Молостовский Э.А.,1986).

Рис.а.: P₂kz - казанский ярус; татарский ярус, свиты: P₂nu - нижеустьянская, P₂sh - сухонская, P₂sd - северодвинская; рис.б.: татарский ярус, горизонты: r₁P₂ur - уржумский, P₂sd - северодвинский (подгоризонты: n₁P₂sd₁ - нижний; r₂P₂sd₂ - средний, n₂P₂sd₃ - верхний), n₂P₂v₁ - вятский (нижний подгоризонт); T₁ - нижний триас

Карта на геолого-палеомагнитной основе выгодно отличается от обычной геокарты своей деятельностью и более точным отражением геологической структуры. В данном случае "некартируемые" подразделения магнитобиостратиграфического обоснования оказались более надежны и опознаваемы при съемке, нежели пространственно неустойчивые свиты с их скользящими границами.

3.3.2. Бассейн р.Мезени

Первая стратиграфическая схема татарского яруса мезенского района, составленная Н. Я. Зеккелем (1937), включала верхнекимженские, нисогорские и белощельские слои. На этой основе впоследствии было разработано еще несколько детальных литологических схем, не решивших, впрочем, основных спорных вопросов стратиграфии верхней перми этого района. В частности, требовали выяснения:

- 1) соотношения местных слоев и пачек с подразделениями региональной унифицированной схемы;
- 2) стратиграфический объем татарского яруса в юго-западном Притиманье;
- 3) положение границы между ниже- и верхнетатарским подъярусами.

Достаточно сказать, что в предлагаемых местных схемах расчленения татарского яруса подъярусная граница устанавливается на пяти разных уровнях, причем диапазон ее смещения по разрезу достигает 110-120 м, при общей мощности татарского яруса в 240-250м. Противоречивость современных стратиграфических построений обусловлена прежде всего слабой палеонтологической охарактеризованностью татарского яруса Притиманья и его фациальной неустойчивостью.

Палеомагнитными исследованиями была охвачена значительная территория в бассейне среднего и нижнего течения р.Мезень. Основные разрезы расположены здесь по р. Мезень, Вашка и Пеза и их наиболее крупным притокам: Чулас, Несса, Ираса и т.д., что позволило охарактеризовать палеомагнитными определениями значительный стратиграфический интервал - от верхов казанского яруса до основания триаса.

Магнитостратиграфический разрез татарского яруса мезенского района включает две магнитозоны. Нижняя, обратной полярности, отвечает в общем верхнекимженским и нисогорским слоям, вышележащая зона прямой намагнитченности эквивалентна белощельским слоям. Зональная граница в опорных разрезах на р.Мезени практически совпадает

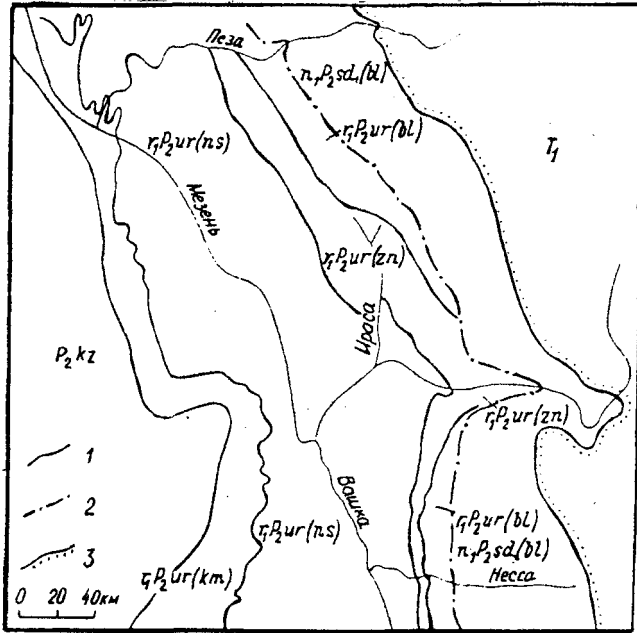


Рис.29. Геолого-палеомагнитная карта бассейна среднего течения р.Мезень (Молостовский, 1986): P_2kz - казанский ярус; татарский ярус, уржумский горизонт, слои: $r_1P_2ur(km)$ - верхнекимженские, $r_1P_2ur(ns)$ - нисогорские [$r_1P_2ur(zn)$ - ценогорская пачка], $r_1P_2ur(bl)$ - белошельские; $n_1P_2sd(bl)$ - северодвинский горизонт, нижний подгоризонт, белошельские слои; T_1 - нижнетриасовые отложения. Границы: 1- литологические, 2 - палеомагнитные, 3 - несогласного залегания

с кровлей нисогорских слоев, в бассейнах р. Пеза и Вашка она зафиксирована в 20-25 м выше основания белошельских слоев. Учитывая изохронный характер инверсионных уровней это расхождение можно объяснить только лишь возрастным скольжением литологической границы.

Отсчет магнитозон от надежного палеонтологического репера - морских известняков казанского яруса - существенно облегчает их идентификацию. Нижний r интервал по положению в общем разрезе может быть отнесен лишь к зоне r_1P_2t , верхний - к зоне n_1P_2t . Соответствие верхнекимженских и нисогорских слоев зоне r_1P_2t однозначно указывает

на их принадлежность к уржумскому горизонту. Белошельские слои в разрезах р. Мезени полностью входят в северодвинский горизонт, на р. Пеза и Вашка они охватывают дополнительно самую верхнюю часть уржумского горизонта.

Верность палеомагнитных датировок подтверждена находками нижнетатарских остракод и двустворок в белошельских слоях на р.Нессе и северодвинских остракод в основании этих слоев на р.Мезень. В палеомагнитном разрезе местонахождения остракодовой фауны приурочены соответственно к зонам r_1P_2t и n_1P_2t .

Отсутствие зон r_2P_2t , n_2P_2t и r_3P_2t в общем разрезе позволяет оценить амплитуду предтриасового денудационного среза, который охватывает верхнюю часть северодвинского и вятский горизонт в полном объеме.

На макете геологической карты с палеомагнитной нагрузкой (рис.29) в качестве изохронного репера вынесена инверсия $r_1P_2t - n_1P_2t$, адекватная подъярусной границе. Основу карты составляют местные слои, которые обеспечивают наиболее дробное подразделение разреза, двойная легенда отражает их соотношение с горизонтами унифицированной схемы. Пространственное соотношение палеомагнитной и литологической границ в разных пунктах позволяет судить об амплитуде смещения подошвы белошельских слоев по латерали.

3.4.РЕШЕНИЕ КОНКРЕТНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ЗАДАЧ МЕТОДАМИ ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА

Как показал опыт палеомагнитных исследований (Храмов, 1963; Молостовский, 1985; Методика, 1979; Зубаков, 1990 и др.), магнитозоны при благоприятном сочетании геологических и палеомагнитных факторов способны решать многие конкретные вопросы стратиграфии. Перечень стратиграфических задач, доступных палеомагнетизму достаточно велик, наиболее существенные из них указаны ниже.

3.4.1. Детализация основных стратиграфических подразделений

Выделению дробных стратиграфических единиц с длительностью формирования в 100 тыс. лет и менее в современной стратиграфии придается очень большое значение. Выделяются они, в основном, по климатостратиграфическим данным, реже с помощью ритмостратиграфии или фауны. На возможности палеомагнетизма в этой области пока не обращается особого внимания, хотя в толщах с частой сменой полярности мелкие магнитозоны могут быть использованы для выделения дробных вспомогательных подразделений.

Показательна в этом отношении детальная палеомагнитная стратификация верхнетатарских напластований Русской плиты, которые слагают значительную часть разреза перми в пределах обширных территорий. В неогеновой части шкалы (рис.30) магнитозоны обеспечивают более дробное подразделение разрезов, нежели зональные шкалы по разным группам планктона. Чокракский региоярус, например, по характеру магнитной зональности отчетливо делится на три части, а для караганского может быть предложено, как минимум, двучленное деление.

Необходимо заметить, что палеомагнитное подразделение имеет смысл даже в тех случаях, когда толщи детально расчленены с помощью фауны. Как показывает опыт, оно полностью оправдывает себя в зонах фациальных переходов.

Например, акчагыльский ярус в Каспийской области подразделяется по фауне остракод и моллюсков на три подъяруса, а по магнитной зональности - лишь на две части. Конечно, палеонтологическая разбивка в данном случае более предпочтительна, но она возможна лишь в центральных частях акчагыльского бассейна, где смена фаунистических комплексов происходит в непрерывной последовательности. В краевых частях водоемов и субконтинентальных фациях акчагыльская фауна позволяет датировать вмещающие осадки лишь на ярусном уровне, и в этих условиях детальная стратификация возможна по палеомагнитным характеристикам пород.

Необходимость в столь дробных разбивках особенно важна для стратиграфии новейших отложений и крупномасштабном картировании в складчатых областях, где мощности свит и горизонтов исчисляются сотнями и тысячами метров, как, например, у сарматского яруса или майкопской серии Северного Кавказа.

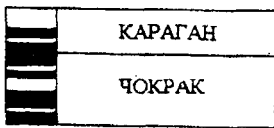


Рис. 30. Пример детального палеомагнитного подразделения неогеновых региоярусов Восточного Паратетиса

3.4.2. Определение возраста пород

Палеомагнитный метод по своей сути не может быть использован для прямого датирования, но практика знает ряд случаев определения возраста пород с помощью магнитной полярности. Все определения такого рода ведутся по аналогии с палеомагнитными характеристиками

данного подразделения в стратотипических и опорных разрезах. Поясним это положение рядом примеров.

1. Сухонская свита является одним из наиболее распространенных географических подразделений континентальной перми северных и центральных районов Русской плиты. В стратотипическом разрезе на р. Сухоне она априорно была отнесена Е. М. Люткевичем к нижнетатарскому подъярису и в дальнейшем эта точка зрения стала общепризнанной. Фаунистическую характеристику при этом сухонская свита получила не в опорном разрезе, а в литологически сходных нижнетатарских отложениях Поволжья и Башкирии, сопоставленных с ней по вещественному составу.

А. Н. Храмов (1963) установил соответствие сухонской свиты в стратотипическом разрезе первой пермской зоне прямой намагниченности - N_1P_2 . Поскольку в других районах зона N_1P_2 отвечала нижней части северодвинского горизонта, последовало вполне логичное заключение о принадлежности сухонской свиты к верхнетатарскому подъярису.

Эта точка зрения долгое время игнорировалась, но при повторном палеомагнитно-биостратиграфическом изучении стратотипа сухонской свиты в пределах зоны N_1P_2 были обнаружены остракоды "переходного" комплекса, свойственные низам северодвинского горизонта (Молостовская, 1977).

Эта коллекция специально изучалась группой ведущих микропалеонтологов на коллоквиуме по неморским остракодам верхней перми, которые единогласно пришли к аналогичному заключению (Решение коллоквиума ..., М., ГИН, АН СССР, 1985). Таким образом, давняя палеомагнитная датировка получила вполне определенное палеонтологическое подтверждение.

Представление о позднеатарском возрасте сухонской свиты предполагает ревизию ряда местных литостратиграфических схем (Строк, Горбаткина, 1984; Олферьев, 1974). Естественно, что этот тезис оспаривается рядом стратиграфов и большая часть сухонской свиты до сих пор причисляется к нижнетатарскому подъярису (Решение Межведомственного Регионального Стратиграфического Совещания..., 1988).

2. Верхние горизонты осадочного чехла Заволжья сложены континентальными глинами сыртовой толщи, традиционно подразделяемой по окраске на красно-бурый, коричнево-бурый и желто-бурый горизонты мощностью в 10-20 м каждый. Возраст этих отложений долгое время оставался неясным. Их в полном объеме относили и к акчагылу, и к плейстоцену, но большинство исследователей проводили границу плиоцена и плейстоцена на разных уровнях внутри сыртовых глин.

Впоследствии в низах толщи были обнаружены единичные остатки апшеронских неморских остракод и моллюсков, что позволило отнести нижнюю треть толщи к апшеронскому ярусу. Возраст большей части сыртов по-прежнему оставался неясным, а положение границы плиоцена и квартера весьма проблематичным.

Палеомагнитными исследованиями ряда разрезов (Еремин, 1986) было выявлено бizonальное строение сыртовых глин. Красно-бурый и нижние $2/3$ коричневого горизонта намагничены обратно, верхи коричнево-бурого и желто-бурый в полном объеме обладают прямой остаточной намагниченностью.

Выделенные в сыртах интервалы прямой и обратной полярности однозначно соотносятся с зонами Брюнес и Матуяма, а п-субзона на границе красного и коричневого горизонтов с эпизодом Харамильо. По аналогии с морским плиоценом Каспийской области низы сыртовой толщи под эпизодом Харамильо должны быть причислены к среднему апшерону. Верхняя треть коричнево-бурого горизонта (над субзоной Харамильо) - к верхнему апшерону и, возможно, самым низам плейстоцена. Желто-бурый горизонт по прямой полярности ЕОН однозначно датируется плейстоценом не древнее верхнебакинских слоев.

3. Вопрос о стратиграфическом объеме куяльницкого яруса Грузии дискутируется много лет, но единая позиция до сих пор не установлена. Большинство исследователей подразделяют его на две части, включая в нижний куяльник слои с типичной малакофауной, а в верхний подъярус - дрейссеновые слои.

И. Г. Тактакишвили (1984) развивает идею трехчленного деления куяльницкого яруса Западной Грузии, за счет причисления к нему переходных слоев со смешанным комплексом верхнекиммерийских и куяльницких моллюсков. В итоге, появилась новая стратиграфическая единица - эгрисский ярус в составе скурдумского, эцерского и цихиспердского горизонтов. Основным аргументом в пользу эгрисского яруса послужили явные различия в объемах куяльника Гурии и стратотипического Одесского района, который, по мнению И. Г. Тактакишвили, отвечает лишь средней части эгрисского яруса.

Анализ палеомагнитного разреза плиоцена Западной Грузии в целом подтверждает эту точку зрения. Гурийский куяльник в его классическом двучленном объеме намагничен обратно и полностью входит в зону Матуяма, равно как таманские слои и одесский куяльник. Однако он явно отличается по палеомагнитной характеристике от куяльника Керченского полуострова и Тамани, который помимо зоны Матуяма включает и часть нижележащей зоны Гаусс (Зубаков и др. 1984).

Детальное палеомагнитное обследование одного из опорных разрезов эгрисского яруса близ с. Гурианта показало, что нижнему скурдумскому горизонту свойственна прямая намагниченность, в то время как средняя и верхняя части эгриса намагничены обратно. Поскольку подобное сочетание прямых и обратных зон характерно для куяльнико Приазовья, то появляется основание рассматривать эгрисский ярус как стратиграфический аналог куяльницкого горизонта в полном его объеме. Как следствие, возникает сомнение в целесообразности выделения эгриса в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения.

3.4.3. Оценка устойчивости геологических границ

Изохронность инверсий позволяет использовать их в качестве точного инструмента для оценки устойчивости стратиграфических границ во времени и пространстве. Важно заметить, что палеомагнитные уровни успешно выполняют эти функции как в пределах локальных районов, так и в планетарном масштабе.

Так, во всех известных магнитостратиграфических колонках материков и океанов установлена повсеместная приуроченность узкой фораминиферовой зоны N 18 к основанию магнитозоны Гильберт. Коррелятность зоны *Globorotalia truncatulinoides* с эпизодом Олдувей интерпретировалась как прямое доказательство чрезвычайно быстрого расселения этого вида в начале плейстоцена по всей тепловодной зоне. Наконец, палеомагнитный метод доказал хроностратиграфический характер границы между палеоценом и мелом, которая во всех изученных опорных разрезах лежит внутри узкого интервала обратной полярности, между аномалиями 29 и 30.

На региональном уровне устойчивость литологических границ ряда горизонтов и свит проверялась с помощью палеомагнитных данных при унификации местных схем татарского яруса Русской плиты. Как уже отмечалось выше, сопоставление татарских отложений Сухоно-Двинского бассейна по магнитной зональности показало, что часть одноименных свит даже в соседних структурно-фациальных зонах занимает разное стратиграфическое положение (Молостовский, 1983).

Сухонская свита, например, в опорном разрезе соответствует магнитозоне $n_1P_2t_2$ (рис.31) и прямая намагниченность является характерной особенностью сухонских отложений стратотипического района. Севернее, в бассейне р. Устья, Н. А. Пахтусова (1966) относит к сухонской свите толщу литологически близких, но обратно намагниченных пород из более высокого интервала разреза, эквивалентного зоне $r_2P_2t_2$.

В разрезе р.Бол.Сев.Двины аналогом сухонской свиты считаются корговские слои, отвечающие нижней части зоны $r_2P_2t_2$, а в бассейне р.Мезень - нисогорские слои из верхов зоны $r_1P_2t_1$.

Таким образом, ни в одном из перечисленных районов предполагаемые аналоги сухонской свиты не совпадают с ней по палеомагнитной характеристике. Иногда к ней относят обратно намагниченные слои из средней части северодвинского горизонта, в других случаях - отложения нижнетатарского подъяруса.

Сходная ситуация сложилась и с северодвинской (полдарской) свитой. На р. Сухоне (см. рис.31) нижняя граница данной свиты практически совмещена с основанием зоны $r_2P_2t_2$. На р. Устье, следуя схеме Н. А. Пахтусовой, ее приходится совмещать с вышележащей зоной $p_2P_2t_2$, в разрезе р. Бол.Сев.Двины начинать от пласта водорослевых известняков из средней части зоны $r_2P_2t_2$, а на р. Мезени - от подошвы белошельских слоев, что соответствует уже основанию зоны $p_1P_2t_2$.

В ряде случаев подобные несоответствия обусловлены скольжением литологических границ, но чаще диагностическими ошибками, при которых литологически сходные, но разновозрастные отношения объединяются в одноименные свиты или горизонты.

Одна из сложных проблем региональной стратиграфии континентальной верхней перми Русской платформы - это оценка изохронности биостратиграфических границ, установленных по разным группам ископаемых. Весьма интересными в этом плане оказались результаты палеомагнитных определений по северодвинскому и вятскому горизонтам удаленных районов.

На Севере Европейской России граница между горизонтами проводится, как правило, по резким лито-фациальным изменениям в разрезе - смене пестроцветной глинисто-известняковой пачки терригенной красноцветной толщей с линзами аллювиальных песчаников в основании. На юго-восточной окраине Русской плиты и Предуральском краевом прогибе граница горизонтов литологически не проявлена и устанавливается по микрофауне.

Степень синхронности границ, установленных по разным стратиграфическим признакам, в последние годы была оценена с помощью магнитной зональности. Литолого-фациальный рубеж между северодвинским и вятским горизонтами в разрезах Европейского Севера России (рис.32) приурочен практически к одному палеомагнитному уровню и проходит в 30-40 м выше основания зоны $p_2P_2t_2$. По микрофаунистическим данным он фиксируется ниже по разрезу, близ подошвы данной зоны. На той же палеомагнитной отметке граница

горизонтов документируется по смене остракодовых комплексов и в Южном Приуралье (Молоствовская, 1977).

Таким образом, разновозрастные напластования из нижней трети зоны $n_2P_2t_2$ в северных разрезах по литолого-фациальным признакам включаются в северодвинский, а по микрофауне - в вятский горизонт. В итоге оказывается, что разница в объемах вятского горизонта в северных и юго-восточных районах Русской плиты составляет не менее 15-20% (см.рис.32). Этот вывод основан на ограниченном материале и нуждается, естественно, в дальнейшей проверке.

3.4.4. Анализ полноты разрезов

Нарушения в "рисунке" палеомагнитных колонок позволяют при определенных условиях оценивать полноту разрезов, а так же масштабы размывов и перерывов в седиментации даже в тех случаях, когда они не улавливаются палеонтологически. В качестве конкретного примера подобных решений могут быть рассмотрены палеомагнитные данные по пограничным горизонтам перми и триаса на территории Русской плиты и Предуральского прогиба.

Верхнепермские и триасовые формации на всей территории Лавразии разделены крупным перерывом в осадконакоплении, особенно резко проявленном в зонах континентального седиментогенеза. Об объемах и времени его появления существуют разные представления. Некоторые авторы связывают этот пробел в геологической летописи с концом перми, другие полагают, что в основной своей части он приходится на начало триаса.

Палеомагнитное изучение пограничных слоев перми и триаса в пределах Европейской части России показали, что объем перерыва варьирует в широких пределах в зависимости от местных геологических обстановок и затрагивает разные части обеих систем (Молоствовский, 1996).

В северном поле триаса повсеместно отсутствует его нижняя магнитозона n_1T_1 и отчасти зона r_1T_1 . В бассейнах р.р. Печоры и Мезени в размыв попадают и более высокие части разреза, вплоть до середины зоны n_2T_1 . На юге Предуральского прогиба нижний триас представлен наиболее полно, здесь оказались эродированными преимущественно верхние горизонты перми. В платформенной части Южного Предуралья пермо-триасовый перерыв минимален по амплитуде, и нижняя магнитозона триаса - n_1T_1 смыкается с зоной $r_3P_2t_2$, венчающей разрез вятского горизонта перми. Наиболее крупный размыв установлен в разрезах среднего течения р. Мезени (рис.33), где отсутствует большинство магнитозон верхнетатарского подъяруса и первая снизу зона триаса - n_1T_1 .

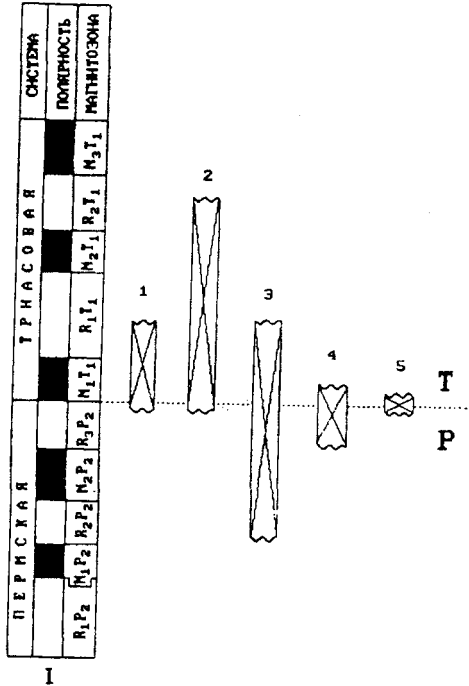


Рис.33. Масштабы перерыва между триасом и пермью по палеомагнитным данным (Молоствовский Э.А., 1996): I - сводный палеомагнитный разрез верхней перми и нижнего триаса Русской плиты: 1- бассейн р.Бол.Сев.Двины; 2 - бассейн р.Печоры; 3 - бассейн р.Мезень; 4 - Оренбургское Приуралье (зона прогиба); 5 - Оренбургское Приуралье (платформенная часть)

3.4.5. Магнитозоны как мера временного объема

В сочетании с изотопными датировками или через шкалу линейных магнитных аномалий магнитозоны в ряде случаев способны осуществлять и геохронометрические функции, позволяя судить о длительности формирования тех или иных стратонов. В этом смысле они играют роль своеобразного связующего звена между геохронологической шкалой и многочисленными региональными стратиграфическими подразделениями, не обеспеченными определениями абсолютного возраста.

Наиболее точные возрастные оценки пока удается получить для новейших отложений, в диапазоне магнитохронологической шкалы

А.Кокса. Так, длительность неоплейстоцена определяется датой 0,73 млн лет, хронологический объем апшерона, заключенного между зоной Брюнес и субзоной Олдувей, равен 1,16 млн лет, акчагыла - 1,67 млн лет и т.д.

Магнитохронологические оценки не изменяют, конечно, наших представлений о стратиграфических соотношениях тех или иных комплексов пород, но известны уже примеры прямого влияния магнитохронологии на практику дальних корреляций. В этом отношении показателен пример с определением хронологического объема понтического яруса.

Понтические отложения изучались на Керченском полуострове, в Тамани, Румынии и Западной Грузии, причем во всех без исключения разрезах была установлена доминирующая обратная намагниченность этих образований. Основные разногласия возникли при привязке понтического яруса к общей магнитохронологической шкале.

В. Н. Семененко и М. А. Певзнер (1979) сопоставили его с эпохой R-6 (рис.34), возрастной объем которой не превышает 0,8 млн лет. Отсюда родилась идея "короткого понта", согласно которой этот региоярус занял очень узкий интервал в неогеновой части шкалы. Согласно другим представлениям, понтический ярус соответствует нижней половине зоны Гильберт, длительность которой составляет приблизительно 0,6 млн лет (Трубин и др., 1985). В. А. Зубаков, неоднократно менявший свои представления о магнитохронологии понтического яруса, в одной из последних работ выдвинул идею "длинного понта" в объеме низов зоны Гильберт плюс 5-я и 6-я эпохи палеомагнитной шкалы (Зубаков, 1990). Последняя точка зрения не подтверждена сколь-нибудь серьезными фактическими данными и остается лишь на уровне авторских предположений.

Таким образом, при любом реальном варианте интерпретации палеомагнитных данных хронологический объем понтического яруса не должен превышать 0,8 млн лет. Важность этого вывода для стратиграфии неогеновых отложений Паратетиса не подлежит сомнению, поскольку в современных стратиграфических схемах (см. рис.34) длительность понта определяется разными авторами в пределах 3 - 5,5 млн лет.

Если бы эти оценки были верны, то палеомагнитная колонка понтического яруса включила бы не менее 4-5 магнитозон, чего не наблюдается ни в одном из известных разрезов. Наиболее логично увязывается с палеомагнитными данными схема Л. А. Невесской (1985), где понтический ярус сопоставлен с нижней половиной занклия и верхами мессиния, которые отвечают в совокупности низам зоны Гильберт.

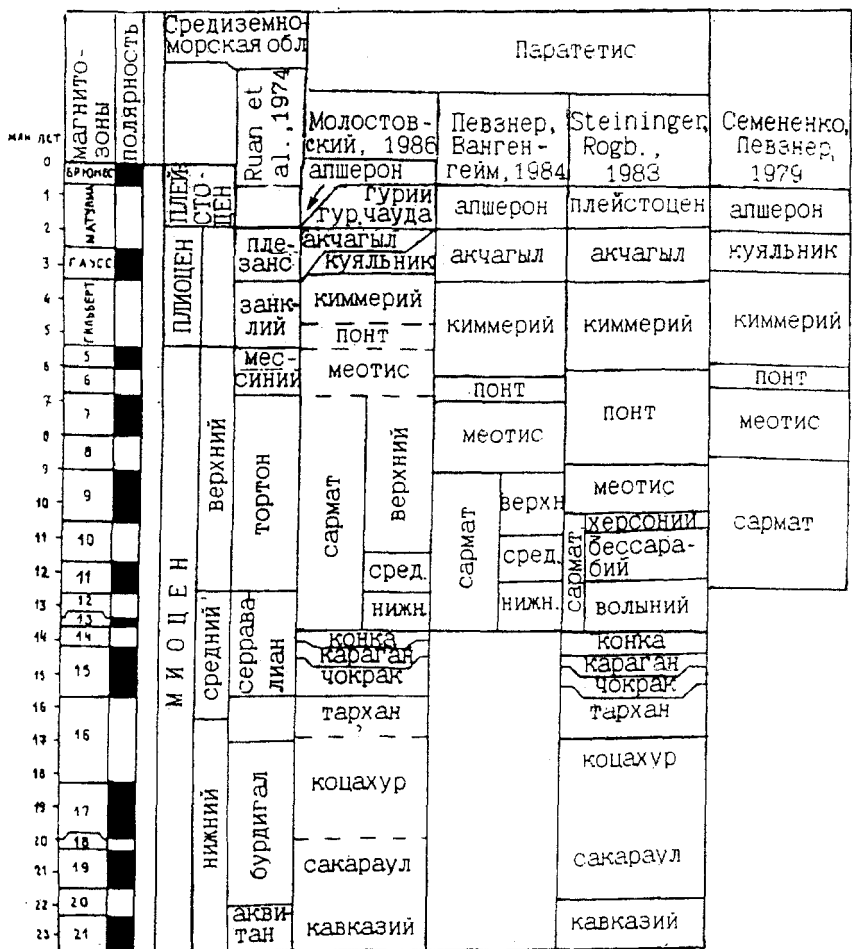


Рис.34. Схемы неогеновых отложений Средиземноморской области и Паратетиса

3.4.6. Магнитостратиграфические корреляции

В наибольшей степени в настоящее время оценены корреляционные возможности палеомагнитных зон и их способность сохранять эти функции в породах различного генезиса и литологического состава. Отношение стратиграфов к этой стороне палеомагнитных исследований четко сформулировал В. В. Меннер, отметивший, что "палеомагнетизм является на сегодня единственным методом, позволяющим проверять используемые корреляции глобально, с точностью до тысячелетий, независимо от характера пород, климатических и других особенностей районов" (Стратиграфия..., 1980. С.264).

В настоящее время известно несколько хроностратиграфических палеомагнитных уровней глобального значения. Наиболее уверенно, практически на всей поверхности планеты, опознаются плиоцен-плейстоценовые зоны шкалы А. Кокса. В разрезах верхнего мела повсеместно прослеживаются две реперные зоны обратной полярности, в верхах баррема и нижней части кампана. Несколько узких субзон прямой намагниченности все более уверенно трассируются в палеоцен-эоценовых разрезах материков и в океанических осадках. Их глобальный характер доказан точной приуроченностью к определенным зонам нанопланктона и планктонных фораминифер.

Крупные интервалы частых инверсий на границах перми-триаса и мела-палеоцена важны не только как глобальные корреляты, но и как показатели глубоких геомагнитных и геологических перестроек на рубежах эратем.

Приведенные примеры относятся уже к палеомагнитной классике и могут быть использованы как показатели значительных корреляционных возможностей магнитозон. Однако при дальнейших сопоставлениях выяснилось, что палеомагнитные данные не столь однозначны, как предполагалось ранее, а их интерпретация сопровождается несогласованными, а подчас, и взаимоисключающими выводами.

Показательна в этом отношении давняя дискуссия о "коротком" и "длинном" понте и его положении в общей магнитохронологической шкале. Существуют разногласия в представлениях о стратиграфическом положении границы зон Иллавара-Киама, которая в Европейской России установлена в середине татарского яруса, на Юго-Западе США - внутри нижнего триаса.

Расхождения такого рода являются закономерным следствием методических просчетов при интерпретации данных. Подобные просчеты

неизбежны, поскольку магнитозоны не имеют четких индивидуальных особенностей и трудно поддаются идентификации. Это обстоятельство определяет достаточно сложную процедуру палеомагнитных корреляций, корректность которой может быть гарантирована лишь при соблюдении ряда достаточно жестких условий (Молоствовский, 1996).

Позональные корреляции возможны лишь в стратиграфически полных последовательностях, без сколь-нибудь заметных пробелов в геологической летописи. При выпадении части слоев из разрезов необходимо точное знание отсутствующих возрастных диапазонов. В противном случае из-за потери стратиграфических интервалов вполне возможны сильные искажения структуры палеомагнитной шкалы, смыкания однополярных разновозрастных магнитозон и, как следствие, ошибки в их идентификации.

Палеомагнитные стратиграфические построения повсеместно, хотя иногда и в неявном виде, основаны на принципе однозначного отрицания или условного допущения. Суть его в том, что породы с разной полярностью естественной остаточной намагниченности однозначно разновозрастны, в то время как одинаковая полярность допускает, но отнюдь не доказывает синхронность вмещающих слоев.

Особое значение в процессе палеомагнитных корреляций приобретает принцип составления однопорядковых магнитозон. Для этого необходимо предварительное ранжирование палеомагнитных колонок и установление их иерархии в соответствии с занимаемыми стратиграфическими объемами. Таким путем создается корреляционный каркас с ограниченным числом опорных магнитозон, имеющих надежные возрастные привязки.

Поскольку на практике абсолютно полные разрезы с хорошими палеомагнитными характеристиками чрезвычайно редки, то магнитостратиграфические корреляции в большинстве случаев превращаются в достаточно длительный процесс с весьма сложной увязкой палеомагнитных, палеонтологических и литолого-фациальных данных.

Иллюстрацией изложенному могут служить результаты ряда данных магнитостратиграфических корреляций.

Морские и континентальные формации нижнего триаса Евразии и Северной Америки. Проблема увязки стратиграфических шкал разных биогеографических провинций особенно актуальна для нижнего отдела триаса, где морские и континентальные формации занимают соизмеримые территории. Стратиграфия морского нижнего триаса традиционно базируется на аммонитах, но общепринятого ярусного деления для него не

разработано, и в настоящее время для Тетической и Бореальной областей созданы три самостоятельные зональные схемы. Стратиграфия нижнетриасовых континентальных формаций базируется на фауне наземных позвоночных, но в последние годы в ее обосновании все большее значение приобретают палинологические данные.

Возможности магнитостратиграфии как связующего звена для сопоставления тетраподовой и аммонитовой шкал до недавнего времени ограничивались недостатком палеомагнитных данных по морским эталонам. Исследования последних лет в Арктической Канаде и Южном Китае восполнили этот пробел и создали реальную основу для трансконтинентальных корреляций.

Палеомагнетизм красноцветных формаций нижнего триаса изучался в Европейской России, Германии и юго-западных районах США. Наиболее детальные исследования выполнены в пределах Русского поля триаса, где обследовано несколько десятков взаимосвязанных разрезов с хорошей палеонтологической характеристикой. Сводная палеомагнитная колонка этого обширного региона включает пять ортозон: N_1T , R_1T , N_2T , R_2T и N_3T , осложненных несколькими узкими субзонами (Молостовский, 1983). Наиболее крупная из них предполагается в пределах зоны N_2T (Новиков и др., 1990), но непосредственными наблюдениями в непрерывном разрезе она не доказана.

Соотношение магнитозон с горизонтами региональной схемы Европейской России и разными группами ископаемых представлены в табл. 7.

Магнитостратиграфическая схема нижнего триаса Европейской России не имеет аналогов по полноте и палеонтологическому обеспечению, что позволяет рекомендовать ее в качестве эталонной для континентального нижнего триаса. Отдельные ее элементы вполне опознаваемы в сводных разрезах Западной Европы и США. В Германском бассейне во всех фациальных разновидностях пестрого песчаника выделяются четыре магнитозоны (Nairn, 1960; Dachrot, 1976). Нижний песчаник имеет бizonальное строение, но первая N зона в ряде районов выпадает из разреза, и цехштейн перекрывается обратно намагниченными слоями Брекель.

Более высокие горизонты пестрого песчаника так же охватываются двумя магнитозонами - прямой и обратной. Нижняя N-зона отвечает верхам нижнего и среднему песчанику, вышележащая R-зона относится к рёту. Стратиграфическая последовательность магнитозон Германского поля триаса позволяет коррелировать их соответственно с зонами N_1T_1 , R_1T_1 , N_2T_1 и R_2T_1 российских разрезов.

Соотношение магнитозон с региональными подразделениями
нижнего триаса Русской плиты

Горизонт	Палеомагнитная колонка	Тетраподы	Дипнои	Харофиты
гамский	N_3T_1	Parotosuchus	Ceratodus	Auerbachichara bascuntscaensis
	R_2T_1			
федоровский	N_2T_1	Wetlugasaurus	Gnathorhiza + Ceratodus	Porochara triassica
усть-мыльский				
слудкинский	R_1T_1	Bentosuchus	Gnathorhiza	Altohara continua
рыбинский				
вохминский	N_1T_1	Tupilacosaurus		Wladimiriella wetlugensis

Отсюда вытекает коррелятность нижнего песчаника вохминскому, рыбинскому и слудкинскому горизонтам, среднего - федоровскому, а рёта - верхам федоровского и нижней части гамского горизонтов Русской плиты. Таксономический состав палинокомплексов и конхострак нижнего песчаника и вохминского горизонта подтверждает палеомагнитные соотношения. Второй корреляционный уровень приходится на средний пестрый песчаник и федоровский горизонт, которые сопоставляются по магнитной зональности ЕОН (зона N_2T_1) и фауне *Parotosuchus*.

Палеомагнитные определения красноцветных формаций Чагуотер и Моункопи на Юго-Западе США из-за слабой палеонтологической охарактеризованности разрезов дают материал лишь для выборочных сопоставлений. Вполне очевидно отсутствие в североамериканских разрезах первой триасовой зоны N_1T и смыкание зоны R_1T с верхами R -зоны Киама. Потеря стратиграфического интервала привела в свое время к ошибочному представлению о положении границы гиперзон Киама-Иллаваара внутри нижнего триаса (McMachon, Strangway, 1968).

Формации Дин Вуд и Гуз Эгг с их устойчивой обратной полярностью соотносятся с зоной R_1T и, видимо, с верхней половиной вохминского горизонта. Присутствие в них слоев с *Claraia* и аммонитами зоны *Otoceras* подтверждают предполагаемое сопоставление. Обратно намагниченные вирджинские известняки с *Tirolites* и низы средней красной пачки Колорадо могут быть соотнесены с зоной R_2T_1 российской схемы (Lozovsky, Molostovsky, 1993). Для сопоставления морских и континентальных формаций нижнего триаса наибольший интерес представляют разрезы Горного Мангышлака, Таймыра (мыс Цветкова) и Арктической Канады, которые отчетливо подразделяются по магнитной полярности, что позволяет выполнить надежную увязку аммонитовых и палеомагнитных зон. Особое значение имеет разрез горы Б. Богдо в Прикаспии, откуда имеются палеомагнитные определения по богдинской свите, где в пределах магнитозоны N_2T известны совместные местонахождения паротозухов и аммонитов зоны *Tirolites cassianus* (Молостовский, 1983).

В разрезе Канадского архипелага (рис.35, III) установлено 15 палеомагнитных зон различного ранга (Ogg, Steiner, 1991). Его каркас составляют шесть ортозон прямой и обратной полярности, которые обнаруживают ту же последовательность чередования, что и аналогичные по объемам зоны континентальной шкалы.

В обеих схемах (рис.35, II, III) палеомагнитные колонки нижнего триаса начинаются зоной прямой намагниченности ($N_1T = GN_1$). На Русской плите она охватывает большую часть вохминского горизонта, в

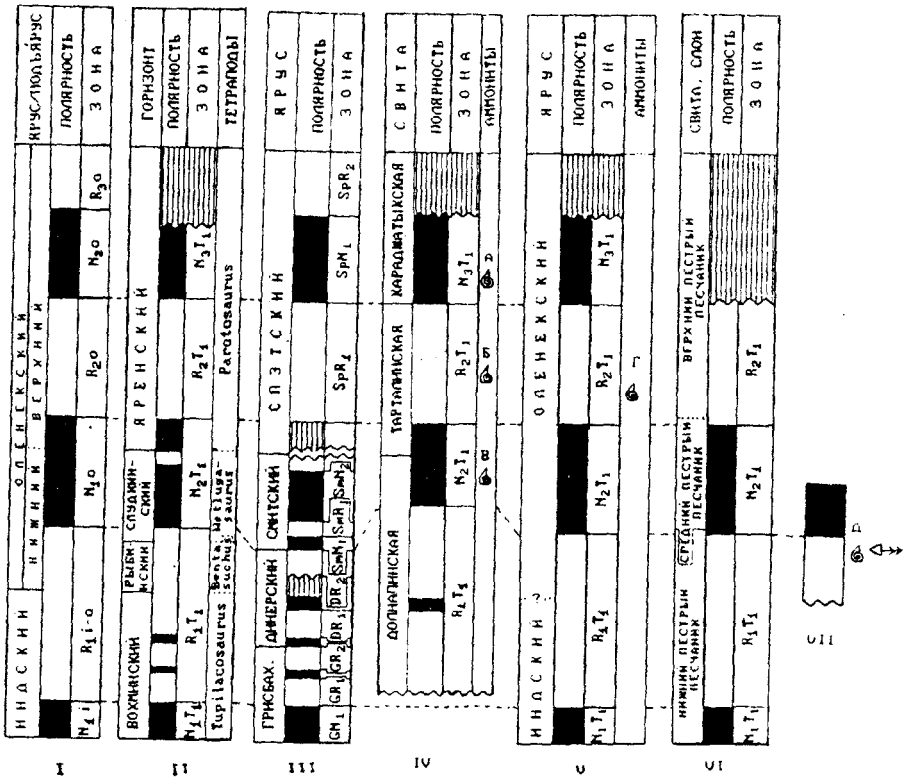


Рис.35. Корреляция морских и континентальных отложений нижнего триаса. I - Сводный разрез, II - Европейская часть России (Молостовский, 1983), III - Арктическая Канада (Ogg and Steiner, 1991), IV - Мангышлак (Палеомагнетизм палеозоя, 1974), V - Таймыр (Гусев, 1975), VI - Германия (Naim, 1960; Dachgri, 1976), VII - Прикаспий, Б.Богдо (Молостовский, 1983)

Аммониты, тетраподы: А - Tirolites, Doricranites; Б - Columbites; В - Stacheites; Г - Olenckites, Keyserlingites; Д - совместное захоронение Parotosaurus и Doricranites bogdoanus

▤ - отсутствующие части разреза,

⊕ - аммониты,

↔ - тетраподы

морском эталоне - нижнюю половину грисбаха в объеме зон *Otoceras concavum* и *O. boreale* (= зоне *O. woodwardi* общей шкалы). Это соотношение магнитозон вполне коррелирует в выполненном ранее сопоставлением нижних горизонтов триаса Московской синеклизы и Гренландии по палинокомплексам и тетраподам (Лозовский, 1992).

Наиболее вероятным аналогом зоны R_1T континентального разреза является крупный интервал доминирующей обратной полярности, включающий две мелкие зоны прямого знака ($GR_1+GR_2+DR_1$). Стратиграфически ему соответствует верхняя половина грисбахского и динерский ярус в полном его объеме.

Нижняя часть следующей зоны (N_2T) коррелирует с двумя N зонами смитского яруса, разделенными субзоной обратного знака.

Аналоги верхней части зоны N_2T_1 , которые в Прикаспии (г.Б.Богдо) охарактеризованы паротозухами и аммонитами зоны *Tirolites cassianus*, в стратотипе Канадского архипелага, видимо, отсутствуют вследствие размыва в основании спэтского яруса. На Горном Мангышлаке (рис.35, IV) зоне N_2T соответствуют верхи долнапинской и низы тарталинской свит (Палеомагнетизм палеозоя, 1974).

Вышележащая зона R_2T_1 может рассматриваться как аналог зоны SpR_1 из низов спэтского яруса. Такая же намагниченность свойственна верхам тиролитовой и колумбитовой зонам Горного Мангышлака и синхронным им верхнеоленекским отложениям Восточного Таймыра в объеме верхней части зоны *Dieneroceras* и зоны *Olenecites pilaticus* (Гусев, 1975).

Самые молодые горизонты континентального нижнего триаса обладают прямой намагниченностью (зона N_3T_1). Аналогично намагничены отложения зоны *Stacheites* на Горном Мангышлаке и нижняя часть зоны *Keyserlengites subrobustus* на мысе Цветкова и в Канаде (зона SpN_1).

В канадском разрезе палеомагнитная колонка венчается зоной обратной полярности (SpR_2), приуроченной к верхней половине зоны *Keyserlengites subrobustus*. В Европейской России, на Горном Мангышлаке и Таймыре эта часть разреза редуцирована преданизийским размывом.

Палеоцен-эоценовые отложения Кавказа, Атлантики, Средиземноморья и Северной Америки. К настоящему времени детальные палеомагнитные разрезы морского палеогена составлены в Северной Италии и на Кавказе (Channel, Medizza, 1981; Lowrie, Alvarez, 1981; Молоствовский, 1983). В корреляционной схеме палеомагнитных разрезов континентов с колонками океанических донных осадков и шкалой линейных магнитных аномалий (рис.36) обращает на себя внимание их

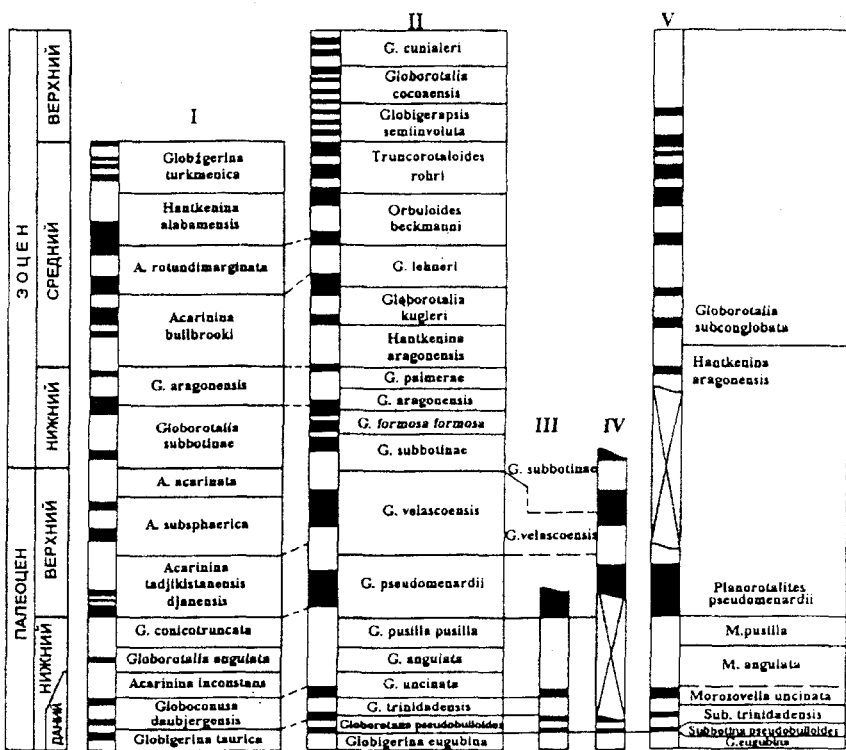


Рис.36. Соотношение фораминиферовых зон палеоцена и эоцена по палеомагнитным данным:

I - Кавказская область (настоящая работа), II - Италия (W Lowrie, W Alvarez, 1981), III - Италия (M. Arthur et al., 1977), IV - Италия (I Channell, F Medizza, 1981), V - Южная Атлантика (R. Poore et al., 1983)

несомненное сходство. Некоторые реперные магнитостратиграфические уровни трассируются глобально. В частности, в пределах датского яруса повсеместно выделяются три узкие зоны прямой намагниченности, которым в Ламонтской шкале соответствуют аномалии 27-29.

Граница Маастрихта и дания в морских формациях приурочена, как правило, к узкому интервалу обратной полярности между аномалиями 29 и 30. Синхронность этого палеомагнитного уровня подтверждается палеонтологически: на Кавказе он зафиксирован в низах зоны *Globigerina taugica*, в Средиземноморье и Атлантике в зоне *G. eugubina*. Временной объем этого R-интервала (хрон 29R) составляет 0,5-0,6 млн.лет (Харленд, Кокс, 1985), что свидетельствует о практической синхронности границы между палеогеном и мелом в планетарном масштабе. В этом смысле палеомагнитные данные вполне согласуются с известным утверждением о быстроте и кратковременном характере геологических событий на рубеже мезозоя и кайнозоя (Найдин и др., 1984).

В континентальных формациях палеоцена США смена динозавровой фауны млекопитающими происходит в зоне прямой намагниченности g^+ , явно на ином стратиграфическом уровне, нежели смена меловых и палеогеновых комплексов планктонных фораминифер и нанофоссилий. N. Morner (1982) полагает, что динозавры исчезают в верхах п-зоны, эквивалентной аномалии 29, а первые млекопитающие палеогена появляются под основанием 28 аномалии. Расхождение мел-палеогеновой границы по морским и наземным фаунам определяется таким образом в 0,7-1 млн лет, но эта оценка будет верна лишь при условии непрерывности разреза. В настоящее время истинный уровень смещения границы остается неясным, поскольку в континентальном разрезе не исключена возможность перерыва на этом рубеже. Помимо того, первую или последнюю находки позвоночных в конкретных разрезах нельзя однозначно принимать за границы их эпиболей.

В наиболее полных разрезах Италии и донных колонках Атлантики (рис.36, II-V) опознаются аналоги двух верхнепалеоценовых N-зон Кавказа, две зоны прямой полярности из нижнего эоцена и три - из низов среднего эоцена. Исключением является лишь узкая зона прямой намагниченности, приуроченная к зоне *Globorotalia angulata* кавказских разрезов, которая неизвестна в палеомагнитных колонках других биогеографических провинций.

Имеются расхождения в верхнеэоценовых палеомагнитных колонках континентов. В опорных разрезах Северной Италии W.Lowrie и W.Alvarez (1981) указывают на частое чередование узких субзон, общее число которых приближается к двадцати. На Кавказе частые инверсии отмечены лишь в нижней части верхнего эоцена, аналогичная картина

наблюдается и в донных колонках Атлантики. Причина этих несоответствий не совсем ясна. Не исключено, что в итальянских разрезах сложные интервалы переменной полярности возникли вследствие переманчивания части пород.

Палеомагнитное сопоставление зональных шкал планктонных фораминифер Средиземноморской области и южных районов России (рис.37) в большинстве случаев подтверждает предполагавшиеся ранее соотношения биостратиграфических границ, смещения которых относительно инверсий незначительны и не превышают, как максимум, 20-30% объема соответствующих фораминиферовых зон.

Миоцен Средиземноморья и Кавказа. В сопоставлении стратиграфических схем миоценовых отложений Средиземноморской области и Восточного Паратетиса в последние годы достигнут существенный прогресс. Немалую роль здесь сыграли сводные палеомагнитные колонки неогена обеих областей, находки точек с океаническим нанопланктоном в ряде опорных разрезов Понто-Каспия и серия трековых определений абсолютного возраста части пород.

Тем не менее, в палеомагнитных сопоставлениях миоценовых отложений Италии и южных районов России имеется ряд спорных моментов, обусловленных сложным характером их магнитной полярности и неоднозначной привязкой части стратиграфических подразделений к магнитохронологической шкале. Есть известные расхождения в оценке возраста ряда инверсионных границ и хронологических объемов некоторых магнитозон.

В этих условиях особое значение приобретают опорные "датированные" уровни в виде местонахождений океанического нанопланктона и точек с радиоизотопными датировками. К сожалению, и те, и другие в неогеновых разрезах Восточного Паратетиса очень редки, и не решают окончательно проблему идентификации пространственно разобщенных палеомагнитных зон. Однако эти уровни остаются пока единственно приемлемой основой для дальних палеомагнитных сопоставлений. "Датировочные" точки из неогеновых отложений южных районов России указаны в ряде работ (Носовский и др., 1976; Певзнер, 1986; Семененко, Певзнер, 1979 и др.). Палеомагнитная и палеонтологическая характеристики основных подразделений неогена Средиземноморья даны W.Ryan et al. (1974).

Первый уровень возможного сопоставления магнитозон находится в нижней части среднего миоцена. Им является граница нанопланктонных зон NN4-NN5 (рис.38), которая в неостратотипе тарханского яруса на

ЗАПАДНОЕ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ
(ИТАЛИЯ)

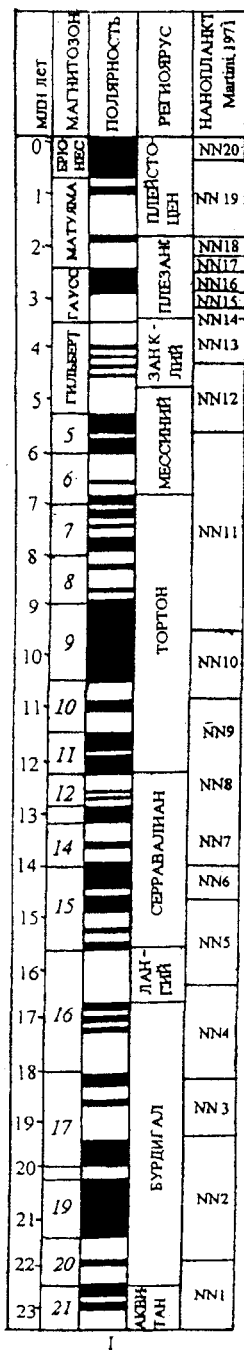
W.Lowrie, W.Alvarez (1981)

КАВКАЗСКАЯ ОБЛАСТЬ

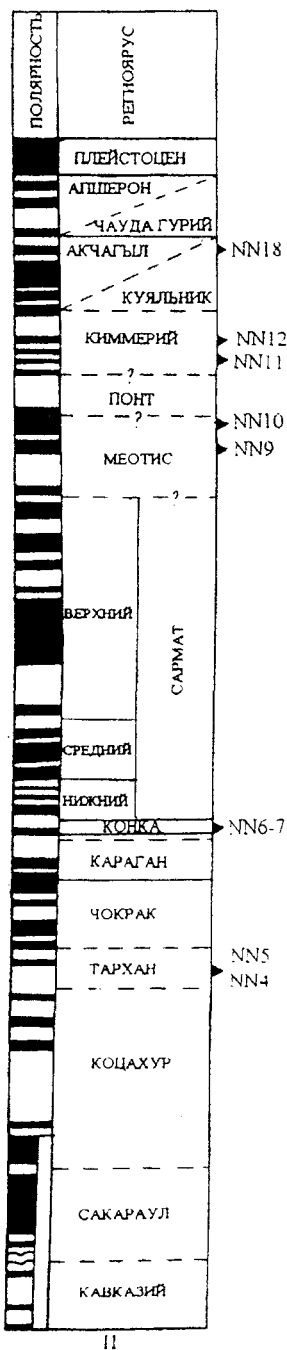
Унифицированная схема
(1983)

ЭОЦЕН	ВЕРХНИЙ	<i>Globorotalia cunialensis</i>	<i>Globorotalia contralis</i>
		<i>Globorotalia cocoaensis</i>	<i>Globigerapsis tropicalis</i>
		<i>Globigerapsis semiinvoluta</i>	
	СРЕДНИЙ	<i>Truncorotaloides rohri</i>	<i>Globigerina turkmenica</i>
		<i>Orbuloides beckmanni</i>	<i>Hantkenina alabamensis</i>
		<i>Globorotalia lehneri</i>	<i>Acarinina rotundimarginata</i>
		<i>Globorotalia kugleri</i>	<i>Acarinina bullbrookii</i>
		<i>Hantkenina aragonensis</i>	
	НИЖНИЙ	<i>Globorotalia palmerae</i>	<i>Globorotalia aragonensis</i>
		<i>Globorotalia aragonensis</i>	
		<i>Globorotalia formosa formosa</i>	<i>Globorotalia subbotinae</i>
		<i>Globorotalia subbotinae</i>	
ПАЛЕОЦЕН	ВЕРХНИЙ	<i>Globorotalia velascoensis</i>	<i>Acarinina acarinata</i>
			<i>Acarinina subsphaerica</i>
		<i>Globorotalia pseudomenardii</i>	<i>Acarinina tadjikistanensis djanensis</i>
	НИЖНИЙ	<i>Globorotalia pusilla</i>	<i>Globorotalia conicotruncata</i>
		<i>Globorotalia angulata</i>	<i>Globorotalia angulata</i>
	ДЛИН	<i>Globorotalia uncinata</i>	<i>Acarinina inconstans</i>
		<i>Globorotalia trinidadensis</i>	<i>Globoconusa daubjergensis</i>
		<i>Globorotalia pseudobulloides</i>	<i>Globigerina taurica</i>
		<i>Globigerinae eugubina</i>	

Рис.37. Сопоставление зональных шкал палеоцен - эоценовых отложений Италии и Кавказа с учетом палеомагнитных данных



I



II

Рис. 38. Сопоставление сводных палеомагнитных разрезов неогена Средиземноморья (I) (Кулиш et al., 1974) и Восточного Паратетиса (II) (Молоствовский, 1986)

Керченском полуострове установлена непосредственно над кровлей тарханского мергеля с *Pseudomussium denudatum*.

В Средиземноморье этот уровень отмечен приблизительно в средней части лангия и одновременно в верхней части магнитозоны 16.

Идентичность палеонтологической характеристики и сходный характер магнитной зональности (оба регионаруса отмечены преобладающей R-полярностью) позволяют предполагать общее соответствие тархана и лангия. Судя по положению в общей шкале магнитной полярности, длительность их формирования не превышала 1 млн лет.

Для чокракского, караганского и конкского ярусов в палеомагнитной шкале остается интервал в объеме магнитозон 15 и 14. При этом, верхний караган и конка, с их преобладающей R-полярностью, отвечают, скорее всего, магнитозоне 14. Данные о присутствии нанопланктона зон NN 6-7 в конкских отложениях Восточного Паратетиса (Носовский, Богданович, 1984) вполне согласуются с этим предположением, поскольку в Средиземноморье зона NN 7 соответствует 14 зоне магнитной полярности и одновременно средней части серравалия (Ryan et al., 1974). Корреляция конки с зоной 11 магнитохронологической шкалы, предложенная В. М. Трубихиным с соавторами (1985), вряд ли приемлема, так как в этом варианте конка должна быть охарактеризована нанофоссилиями зоны NN 9.

Относительно привязки магнитозон верхнего миоцена южных районов России к магнитохронологической шкале среди исследователей нет единого мнения. М.А.Певзнер, с учетом данных радиометрии, находок нанопланктона зоны NN 10 в верхах меотиса и палеомагнитных характеристик пород, сопоставляет сарматский ярус с магнитозонами 9-13, а меотис с зонами 7 и 8 стандартной шкалы. Эта точка зрения оспаривается В.М.Трубихиным (1985), который совмещает нижнюю границу сармата с основанием 10-й магнитной зоны и определяет объем сармата зонами 10-7, а зоны 6 и 5 относит к меотису. В интерпретации данных по нижнему и среднему сармату Э.А.Молоствовский (Грузинская и др., 1986) солидарен с М.А.Певзнером и полагает, что сопоставление 12 и 13 магнитозон с нижним, а 9 со средним подъярусами в наибольшей степени согласуется как с характером магнитной зональности этих отложений, так и с данными определений абсолютного возраста.

Положение верхнесарматских магнитозон в общей магнитостратиграфической шкале понимается неоднозначно. М.А.Певзнер, оперируя материалами по разрезу мыса Панагия на Таманском полуострове, относит к верхнему сармату 9-ю и частично 10-ю зоны магнитохронологической шкалы, хотя данные по Таманскому

разрезу из-за слабой магнитности пород осторожно оценивались и самим автором (Певзнер, 1986).

Ограничение палеомагнитного разреза сармата 9-й магнитозоной явно не согласуется с материалами по Кавказу, где верхний сармат характеризуется более сложным строением и включает помимо зон 10 и 9, как минимум, еще одну крупную зону обратной полярности, наиболее вероятным аналогом которой является 8 зона магнитохронологической шкалы. Кроме того, в самых верхах сармата имеется слабоизученный в палеомагнитном отношении интервал переменной полярности, который объединяет морские отложения и митридатские слои с пресноводными моллюсками. Суммарная мощность этой NR-зоны составляет 120 - 170 м, по предварительным данным в ней наблюдается чередование крупных (до 30-70 м) пачек прямо и обратно намагниченных пород. Эта часть разреза в принципе может соответствовать 7-й зоне магнитной полярности, хотя нельзя исключить ее принадлежности к средней части 8-й зоны. Если сарматский ярус действительно заканчивается 7-й зоной, то меотис с его бizonaльной структурой должен соответствовать зонам 6 и 5 магнитохронологической шкалы. В другом варианте интерпретации 8 зона из сармата переходит в меотис, который в этом случае должен заканчиваться 7-й зоной прямой полярности, как это предполагают В.Н.Семенов и М. А. Певзнер (1979).

Вопрос о положении сарматского яруса в палеомагнитной шкале в итоге оказался тесно связанным с проблемой положения границы между миоценом и плиоценом в разрезе Восточного Паратетиса.

3.5. СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЧИСЛЕННЫХ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

3.5.1. Общие положения

В последнее десятилетие в магнитостратиграфии все чаще используются скалярные магнитные характеристики пластующихся пород, и, как следствие, произошло естественное подразделение магнитоостранов на две категории - векторные (полярные) и скалярные (или собственно магнитные). Это обстоятельство закреплено юридически в Стратиграфическом кодексе (1992), что является необходимым, но недостаточным условием для широкого использования петромагнитных данных в прикладной стратиграфии.

Для этого необходимо сформулировать основные принципы стратиграфической интерпретации петромагнитных данных, физическую

и геолого-минералогическую основы подобных интерпретаций, а также методы подбора магнитных параметров применительно к осадочным толщам определенного генезиса и состава.

Магнитные свойства осадочных пород функционально связаны с их вещественным составом и определяются, прежде всего, количественными соотношениями ферро-, пара- и диамагнитных минералов. Влияние ферромагнитных компонент отчетливо проявлено в породах, магнитная восприимчивость которых превышает значения $(20-25) \times 10^{-5}$ ед. СИ (Молостовский, 1971). В слабомагнитных отложениях магнитная восприимчивость в значительной степени зависит от состава парамагнетиков и их количественных соотношений с диамагнетиками. Для некоторых магнитных характеристик существенное значение приобретает размерность и форма магнитных частиц, степень их пространственной упорядоченности и характер вторичных минеральных изменений.

Таким образом, магнитная неоднородность осадочных толщ обусловлена, в конечном счете, сложными комбинациями факторов, связанных со спецификой осадконакопления (Молостовский, 1969, 1986). Это позволяет рассматривать совокупности пластующихся горных пород, выделенных по общности численных магнитных характеристик, как специфическую разновидность лито- или ритмостратиграфических подразделений. В этом их принципиальное отличие от магнитополярных единиц, независимых от литологических и фациальных особенностей разрезов.

Сложнодифференцированные петромагнитные разрезы с приемлемой детальностью расчленяются по естественным характеристикам: остаточной намагниченности, магнитной восприимчивости и фактору Q . В ряде случаев однородные толщи с близкими значениями J_n и k обнаруживают заметную дифференциацию по ряду параметров, получаемых после изменения естественного магнитного состояния породы под воздействием сильных магнитных полей или температуры. К ним относятся: намагниченность насыщения, остаточная намагниченность насыщения, разрушающее поле намагниченности насыщения. Для оценки геохимической обстановки осадконакопления весьма информативен параметр $dk = k_1 - k$ - прирост магнитной восприимчивости за счет минералогических изменений в породе, при ее нагреве до определенных температур.

Стратиграфическая интерпретация петромагнитных показателей базируется на нескольких основных положениях, суть которых в тезисной форме сводится к следующему:

1. Магнитная дифференциация пород в стратиграфическом разрезе обусловлена изменениями условий формирования осадков. В породах с седиментационной или постседиментационной намагниченностью, носителями которых служат аллотигенные ферромагнетики, определяющими являются палеогеографические и тектонические факторы, контролирующие размыв, снос и осаждение магнитного материала. В породах с ЕОН химического происхождения магнитные свойства определяются геохимическими условиями среды, в которых происходило формирование аутигенных магнитных фаз.

2. Уровни существенных изменений в магнетизме осадочных толщ являются естественными плоскостями раздела реальных пластующихся тел, а сами петромагнитные совокупности слоев могут классифицироваться как стратиграфические подразделения местного или регионального значения.

3. Петромагнитная дифференциация осадков по шкале времени носит закономерный характер и отражает специфические особенности седиментации в конкретных геологических условиях. Скачкообразные петромагнитные изменения зачастую обусловлены резкой сменой седиментационных обстановок, в связи с размывами и перерывами в осадконакоплении.

4. Петромагнитная ритмика в разрезах адекватно отражает седиментационную ритмичность. При детритной природе J_n начальные (регрессивные) стадии седиментационных циклов характеризуются обычно накоплением осадков с повышенной магнитностью, в конечных (трансгрессивных) стадиях происходят заметные спады намагниченности. Если магнитная ритмика обусловлена изменениями геохимических обстановок в палеобассейнах, то заметные повышения J_n и k сопряжены с глубоководными трансгрессивными стадиями, когда в условиях восстановительной среды идет активное формирование аутигенных магнитных фаз: пирротина и грейгита в ассоциации с тонкодисперсным магнетитом.

5. Петромагнитная дифференциация разрезов по параметрам, связанным с температурным воздействием на породы ($dk=k_t-k$, $dJ_n=J_n-k$, J_n и др.), объективно отражает вариации в концентрациях изначально немагнитных или слабомагнитных железосодержащих минералов (пирит, марказит, сидерит, гидроксиды железа), которые отчетливо фиксируются магнитометрически за счет своего превращения в ферромагнитные соединения при искусственных нагревах в окислительной или восстановительной среде.

3.5.2. Литолого-магнитные модели

Вариации магнитных свойств осадочных толщ в стратиграфических разрезах могут быть типизированы с помощью литолого-магнитных моделей. Множественность параметров, определяющих магнитное состояние пород, и многообразие их сочетаний предопределяют количество моделей: для n элементов, при существовании k типов проявления для каждого из них, возможно формирование k^n моделей. В частности, при двух магнитных характеристиках и трех типах (каждая из них может или возрасти, или уменьшиться, или оставаться неизменной) число моделей составит $3^2=9$, при трех параметрах - $3^3=27$ и т.д. В практической работе, естественно, необходимо ограничение до разумного уровня как числа магнитных параметров, так и их возможных комбинаций. При стратиграфических операциях с данными магнитометрии наиболее приемлемые типы моделей подбираются эмпирически, при безусловном знании минералогии магнитных фаз и парамагнитных соединений, способных к переходу в ферромагнитные фазы в процессе температурных воздействий.

Наиболее распространенные типы литолого-магнитных моделей (рис.39) подробно охарактеризованы А. Ю. Гужиковым и Э.А.Молостовским (1995).

Модель 1. Основана на естественных магнитных параметрах J_n и k . Моделируются толщи с нестабильными условиями осадконакопления и неравномерным распределением обломочных магнитных частиц по разрезу. На петромагнитных кривых эта ситуация документируется всплесками и спадами намагниченности, нередко с отчетливо выраженной ритмичностью.

Примером могут служить нижнемеловые отложения Северного Кавказа, петромагнитные разрезы которых представлены на рис. 40.

В разрезе выделяются три петромагнитных комплекса: сильномагнитный готерив-барремский ($k=2-60 \times 10^{-5}$ ед.СИ), слабомагнитный аптский ($k=1-15 \times 10^{-5}$ ед.СИ) и альбский, отмеченный минимальной магнитностью ($k=1-9 \times 10^{-5}$ ед.СИ).

Основным носителем намагниченности здесь является обломочный магнетит и вариации петромагнитных кривых отражают динамику терригенного сноса из области Центрального Кавказа, где в моменты тектонических активизаций происходила активная денудация интрузивных массивов Главного хребта.

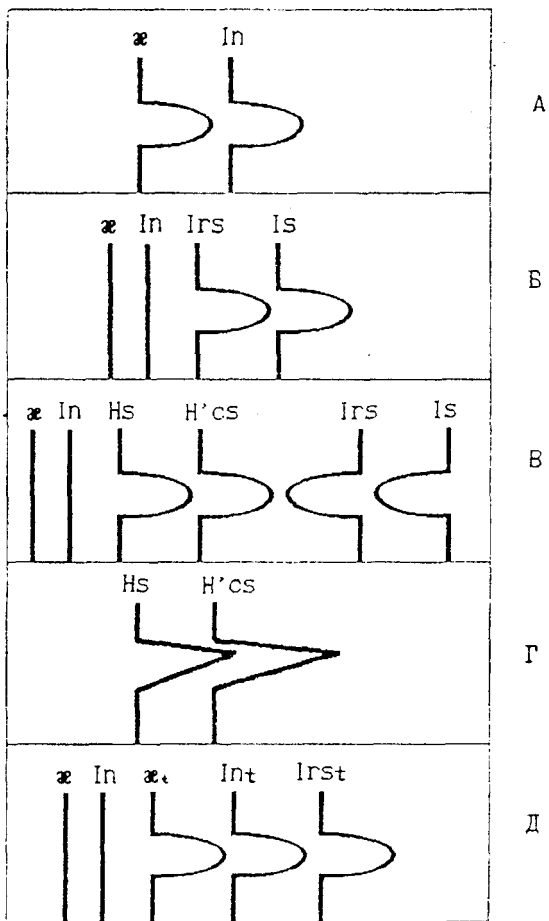


Рис.39. Типажи литолого-магнитных моделей
(Гужиков, Молостовский, 1995)

Наиболее активные денудация и снос происходили в позднем готериве и раннем барреме, основной терригенный транзит осуществлялся через Центральное Предкавказье.

Модель 2. При относительно равномерном поступлении магнитного материала в осадок вариации значений J_n и k невыразительны и достоверно не фиксируются при естественном магнитном состоянии пород. Магнитная дифференциация усиливается до значимой путем воздействия на породу постоянным магнитным полем, вплоть до ее насыщения, с последующими замерами J_{rs} .

В качестве примера реализации данной модели могут служить верхнемеловые отложения Волго-Донского района, которые характеризуются чрезвычайно слабой и однородной магнитностью. Однако остаточная намагниченность пород резко возрастает после воздействия на них искусственным магнитным полем, и они обнаруживают значимые вариации J_{rs} по разрезам (рис.41).

Модель 3. В породах присутствуют магнетит и гематит, при неравномерном распределении последнего по разрезу. Вследствие сильных различий в магнитных моментах этих минералов, вариации в концентрациях гематита практически не отражаются на графиках I_n и k . Необходимый эффект может быть достигнут при воздействии на породу постоянным магнитным полем с последующим снятием значений H'_{cs} .

В этом случае, интервалы разреза с повышенными содержаниями гематита будут характеризоваться высокими значениями H'_{cs} , а интервалы с пониженными содержаниями - низкими.

Подобная ситуация наблюдается в разрезе верхнеказанских отложений у г. Белебей (рис.42), где максимумы разрушающего поля насыщения фиксируют участки разреза с высокой концентрацией гематита. Обратная картина в распределении H'_{cs} отмечается в слоях, где роль Fe_2O_3 в формировании намагниченности минимальна.

Выделенные литолого-магнитные подразделения создают возможность дополнительного расчленения разреза в условиях, когда магнитная зональность оказывается непригодной для этих целей, т.к. вся толща охвачена монополярной зоной R-Киама.

Модель 4. Применима к зонам перерывов и несогласий, отмеченных активным окислением магнитных частиц. Они хорошо проявляются локальными всплесками на графиках H'_{cs} . Подобная ситуация хорошо иллюстрируется в разрезе уфимского яруса скважины 1047, пробуренной в Соликамском районе Пермской области (рис.43).

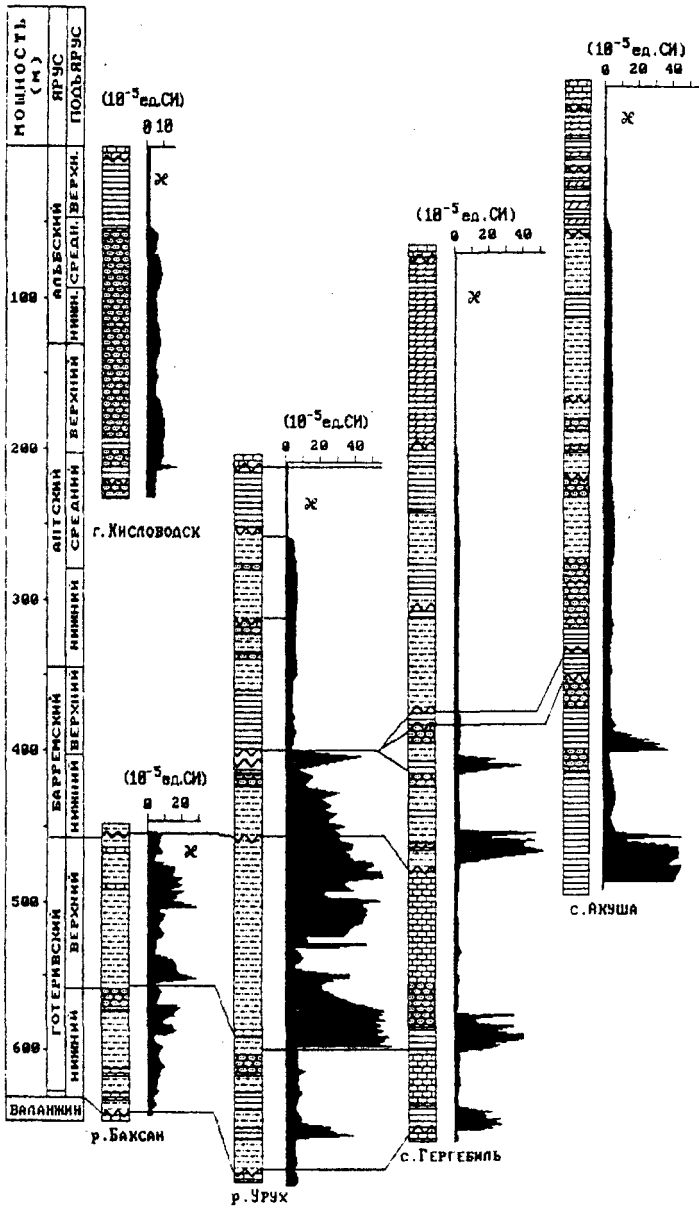


Рис. 40. Петромагнитные характеристики готерив-альбских отложений Северного Кавказа

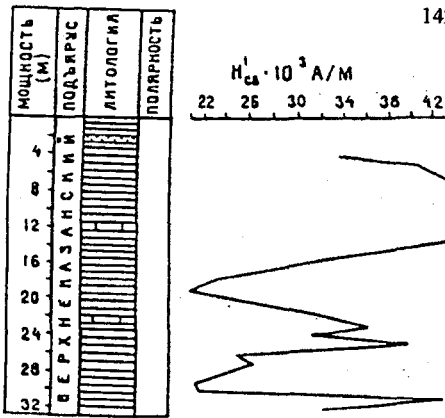


Рис.42. Разрушающее поле насыщения верхнеказанских отложений у г.Беле-бей

Здесь на границе карбонатной и терригенной пачек, соответствующих соликамскому и шешминскому горизонтам, наблюдается разрыв, к которому приурочены аномально высокие значения H'_{cs} .

Модель 5. Применима к толщам, сформировавшимся в восстановительной среде и насыщенным аутигенным сидеритом или пиритом. В естественном состоянии породы этой группы слабомагнитны, их разрезы практически не дифференцируются на графиках J_n и k . При нагревах до $500^{\circ}C$ в окислительной среде, фазовые превращения пирита и сидерита, с их последующим переходом в магнетит, создают новые петромагнитные эффекты и способствуют резкой дифференциации кривых. При неравномерном исходном распределении $FeCO_3$ и FeS_2 вариации кривых $dk = k_t - k$, $dJ_n = J_{nt} - J_n$, $dJ_{rs} = J_{rst} - J_{rs}$ и др. создают основу для детального подразделения толщ с однородной магнитностью.

Анализ величин dk в опорном, насыщенном остатками фауны, разрезе альбского яруса у с. Акуша и Гергебиль (Дагестан) показал, что ритмы, наблюдаемые на графике прироста магнитной восприимчивости (рис.44), совпадают с границами биостратиграфических подразделений. Границы биозон при этом отчетливо совпадают с минимумами dk . Отсюда можно заключить, что смена аммонитовых последовательностей в разрезе контролировалась геохимической обстановкой в палеобассейне, поскольку уровни смены зональных комплексов закономерно совмещаются с уровнями резкого снижения сероводородного заражения в донных илах.

Модель 6. Аналогична по принципу формирования модели 1. Основана на дифференциации кривых J_n и k в толщах, сформировавшихся в восстановительной среде при некотором дефиците серы. В этих условиях в осадках проявляется аутигенная сульфидная минерализация, где совместно с пиритом ассоциируют сильномагнитные пирротин и грейгит.

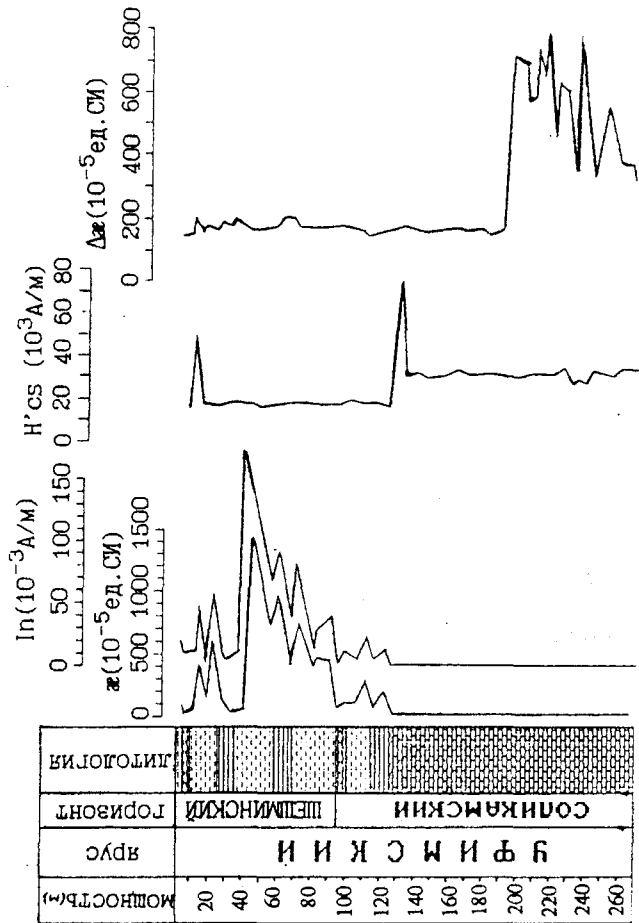


Рис. 43. Магнитные характеристики уфимских отложений скважины 1047 (Пермская область.)

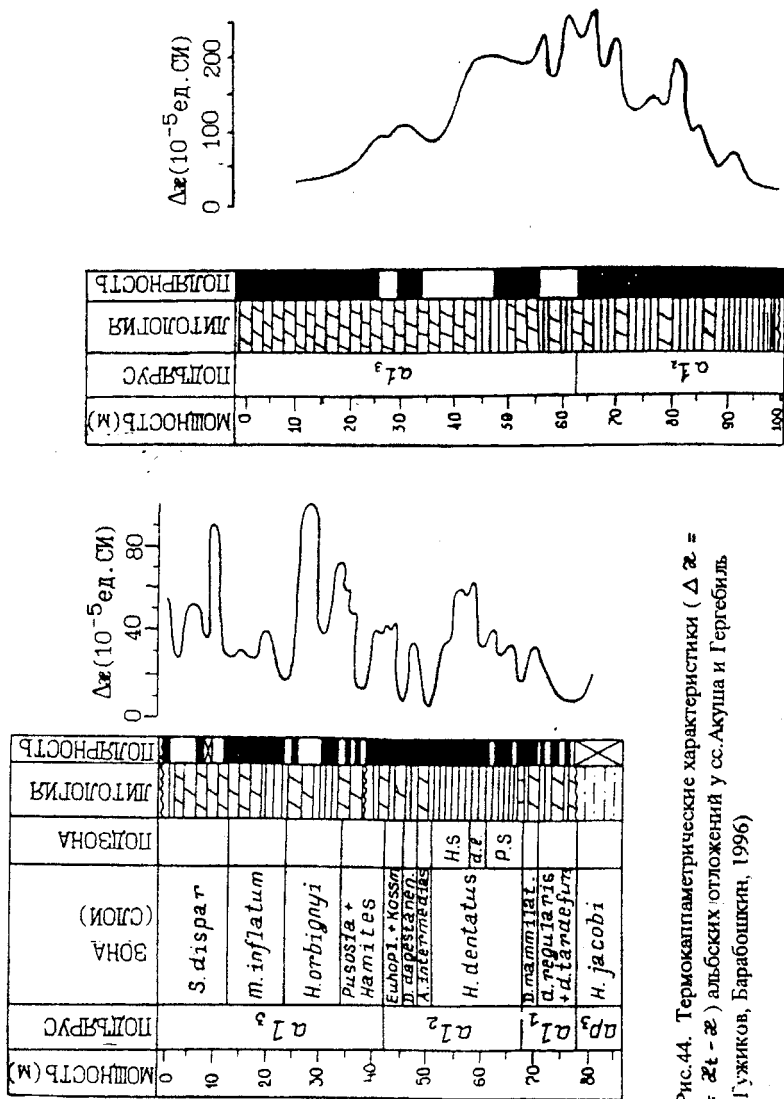


Рис. 44. Термокаппаметрические характеристики ($\Delta\chi = \chi_t - \chi_0$) альбских отложений у сс. Акуша и Гергебиль (Гужиков, Барабошкин, 1996)

Иллюстрацией данного типа модели служит разрез плиоцен-четвертичных отложений скважины 13, расположенной на юге Черных Земель в Калмыкии (рис.45), где колебания геохимической обстановки во времени способствовали неравномерному распределению магнитных сульфидов в стратиграфическом разрезе, что создало предпосылки для его расчленения на петромагнитной основе.

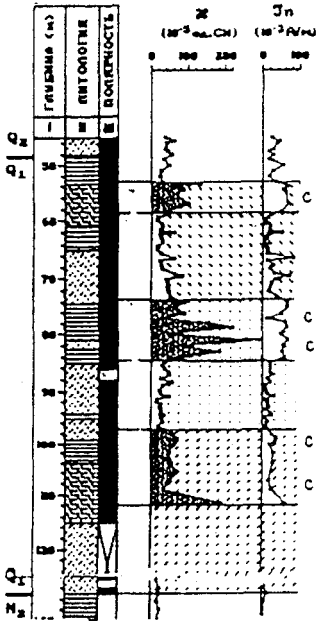


Рис. 45. Результаты петромагнитных и минералогических определений по четвертичным отложениям скважины 13 (Калмыкия);
с - повышенные концентрации пирротин-грейгита

Предлагаемая типология литолого-магнитных моделей относится лишь к некоторым наиболее распространенным их разновидностям. Она не исчерпывает, разумеется, всего их разнообразия и не касается многочисленных промежуточных моделей, которые могут быть созданы для породных комплексов со сложным сочетанием магнитных фаз и различным характером постседиментационных процессов.

Системный подход к интерпретации численных магнитных характеристик существенно повышает их стратиграфическую информативность и создает реальные предпосылки для комплексного использования материалов по геохимии, минералогии и петромагнетизму с целью детального расчленения и корреляции разрезов.

Приводим ряд конкретных примеров практического использования петромагнетизма в стратиграфии.

Уфимский ярус Приуралья.

Объектом изучения послужил разрез опорной скв. 1047 в Пермском Приуралье (см. рис.43), вскрывшей разрез уфимского яруса в объеме соликамского и шешминского горизонтов. Соликамский горизонт образован сероцветными морскими и лагунными накоплениями. Его нижняя часть представлена соляно-мергельной, верхняя - глинисто-известковой пачками. Вскрытая скважиной мощность соликамских отложений достигает 175 м. Шешминский горизонт представлен сложным переслаиванием красноцветных глин, алевролитов и песчаников, видимой мощностью около 100 м.

По всему разрезу изучался комплекс скалярных магнитных характеристик: k , J_n , J_{rs} , H'_{cs} , $dk=k_t-k$; результаты петромагнитного анализа сопоставлялись затем с палеонтологическими и литолого-минералогическими определениями, выполненными И.И.Молостовской (остракоды), Л. М. Варюхиной (палинокомп-лексы) и Т. Ф. Букиной (литология и минералогия).

Разрез яруса в петромагнитном отношении неоднороден и подразделяется на две толщи, внутри которых существуют дополнительные градации. Нижняя толща объединяет соляно-мергельную и большую часть терригенно-карбонатной пачек соликамского горизонта, за исключением самой верхней 30-метровой части разреза. Эти напластования отличаются крайне слабой магнитностью, которая несколько усиливается в верхах разреза.

Верхняя толща включает пестроцветы шешминского горизонта и 30-метровую сероцветную пачку, причисленную к верхам соликамского. Эти отложения в целом сильномагнитны с широкими ритмическими вариациями J_n и k . Петромагнитная граница толщ четко обозначена на отм. 125 м по целой группе магнитных характеристик и совпадает стратиграфически с поверхностью размыва.

По отдельным магнитным параметрам разрез поддается более подробному расчленению.

1. Интервал 250-200 м. Отмечен низкой магнитностью пород, однако магнитная восприимчивость образцов резко возрастает после нагревов. Высокая положительная корреляция $dk_t - J_{rs}$ указывает на существенную примесь терригенного материала в карбонатах, что подтверждается данными минералогического анализа.

Последним установлено присутствие распыленной углефицированной органики (до 5%) и сапропелевого материала (альгинита и сапро-коллинита). Весьма значительна (2-3%) примесь тонкодисперсных сгустков, фрамбоидов и кубических микрокристаллов пирита, которые фиксируются графиками dk_t .

2. Интервал 200-162 м. Отмечен минимальными значениями магнитности, в том числе и спадом dk_t . Корреляция $k - J_{rs}$ отсутствует или отрицательная. Известняки чистые с ничтожной примесью пелитовых частиц, с малыми содержаниями углистых остатков и пирита.

3. Интервал 162-125 м. На петромагнитных кривых в этой части разреза отмечено некоторое повышение значений J_n , J_{rs} , в меньшей степени это заметно на кривых k .

По дополнительным параметрам: H'_{cs} , dk_t , корреляции между $k - J_{rs}$, в данном интервале намечаются две пачки: 163 - 143 м и 143-125 м. Граница между ними устанавливается по изменению в характере корреляции $k - J_{rs}$, скачкообразным изменениям H'_{cs} и минимумом на кривой dk_t .

Изменения в магнитности отчетливо коррелируют с изменениями в литологии. Известняки в основной массе становятся пелитоморфными и включают многочисленные тонкие слои известковых алевролитов и глин, возрастает примесь эффузивного материала в виде лито-, витро- и кристаллокластики среднего состава.

Верхний петромагнитный комплекс обнаруживает трехчленное строение. Нижний интервал (125-95 м) отвечает пачке переслаивания сероцветных известняков, известковых алевролитов и глин, отнесенных по геологическим данным к верхам соликамского горизонта. Значения k , J_n составляют здесь $180-300 \times 10^{-5}$ ед. СИ и $40-50 \times 10^{-3}$ А/м соответственно, что на полтора-два порядка выше, нежели в подстилающих слоях. Значение H'_{cs} на границе этих пачек резко возрастает.

Средний интервал (95-40 м) отличается максимальными для данного разреза численными магнитными характеристиками:

$$J_{n_{mod}} = 70-80 \times 10^{-3} \text{ А/м}, \quad k_{mod} = 500-600 \times 10^{-5} \text{ ед. СИ.}$$

Верхняя часть разреза (40-5 м) отмечена значительным спадом всех естественных характеристик:

$$J_{n_{mod}} = 20-25 \times 10^{-3} \text{ А/м}, \quad k_{mod} = 200-250 \times 10^{-5} \text{ ед. СИ.}$$

При детальном сопоставлении магнитных кривых с литологической колонкой намечается определенная закономерность в вариациях J_n и k . Повышенной магнитностью обладают, как правило, нижние песчаные части мелких седиментационных ритмов, менее магнитны их верхние, глинисто-карбонатные составляющие. В общей сложности, в верхнем

петромагнитном комплексе намечается до шести мелких ритмов, мощностью в 15-25 м каждый.

В магнитной дифференциации разреза в известных пределах отражена последовательная смена геохимических и физико-географических обстановок в уфимском бассейне, тесно сопряженная с развитием складчатого Урала и вовлечением в разрыв сильномагнитных образований зеленокаменной полосы.

Этой взаимосвязью обусловлен прежде всего явно выраженный терригенный тренд, обусловленный нарастающим привносом терригенного материала, вначале местного, а затем уральского происхождения. Первые проявления этого процесса отмечаются некоторым усилением магнитности пород, в связи с появлением в осадке примеси вулканогенного кластического материала (инт. 165-130 м).

Наиболее четкий петромагнитный и седиментационный рубеж фиксируется в интервале 130-125 м, где скачкообразно возрастает магнитность пород, происходит обогащение осадка вулканогенной кластикой, обломками осадочных красноцветных пород и переотложенными корами выветривания. На этом же уровне происходит смена соликамского остракодового и споропыльцевого комплексов шешминскими.

Следующий импульс магнитности, связанный с привносом уральского материала, приурочен к низам пестроцветной шешминской толщи (отм. 95-40 м).

При нарастающем в целом терригенном разбавлении осадков, уфимская седиментация имела одновременно пульсационный характер, выраженный в мелкой ритмике вариаций J_n , J_{rs} , k , $r(k - J_{rs})$.

В сжатой форме этапность уфимского седиментогенеза по рассмотренным материалам может быть описана следующей схемой:

1. Остаточный солеродный бассейн с привносом карбонатно-терригенного материала и тонкодисперсной растительной органики. Восстановительная геохимическая обстановка с проявлением сероводородного заражения. Стратиграфически - это верхи соляно-мергельной и низы карбонатной толщ (250-200 м).

2. Бассейн открытого типа, с карбонатной седиментацией при минимальном привносе терригенного материала и растительной органики, с нейтральной или слабовосстановительной средой (200 - 165 м).

3. Аналогичный по типу бассейна, но с заметным усилением терригенного привноса и первым появлением уральского материала (165-130 м).

4. Начало нового седиментационного цикла, обусловленного орогенной стадией развития Урала и вовлечением в активный разрыв

сильномагнитных вулканитов зеленокаменной полосы. В начальные стадии осадконакопление проходило в прибрежно-морских условиях остаточного Соликамского бассейна (125-96 м). Следующим этапом стало накопление неморской пестроцветной толщи.

Отмеченная стадийность и ритмичность седиментогенеза, отраженная в структуре петромагнитного разреза, может быть использована для оценки ранга литомагнитостратиграфических границ.

Наиболее значимой в формационном и стратиграфическом отношении представляется петромагнитная граница, фиксирующая ранне- и позднеорогенные стадии развития Уральской складчатой области. Первая из них отмечена отсутствием или крайне слабой связью уфимского бассейна с горным Уралом, вторая - активным привносом в область седиментации осадочного и вулканогенного уральского материала.

Стратиграфический вес и пространственная устойчивость этой границы не установлены из-за отсутствия площадных магнитометрических данных. Однако в перспективе может встать вопрос о том, что именно этот уровень сможет претендовать на роль границы между Соликамским и шешминским горизонтами, которая в настоящее время проводится по смене сероцветных пород пестроцветными отложениями шешминского горизонта.

В этом случае оба горизонта уфимского яруса получают серьезное формационное обоснование, увязанное с общей историей геологического развития Урала и его предгорных областей. Для дальнейшего обсуждения этой проблемы необходим подбор магнитометрического материала по сопредельным территориям, а также сравнительный анализ петромагнитных, палеонтологических и литолого-минералогических данных.

Более мелкие петромагнитные границы имеют, видимо, значение лишь для конкретных фациальных зон и могут быть использованы для детального расчленения и местной корреляции разрезов.

Батский ярус Среднего Заволжья.

Батские отложения вскрыты в 4 скважинах (3, 12, 13, 18), где они представлены серыми полимиктовыми песчаниками и песчаными глинами (рис.46). Песчанистые породы вскрыты скважинами 3 (80-110 м), 12 (66-80 м), 18 (102-120 м), глины задокументированы только в скважине 13 (70-110 м). О стратиграфическом взаимодействии песчаной и глинистой пачек косвенно можно судить, исходя из общеизвестных данных об особенностях среднеюрской седиментации, которая на востоке Русской плиты начиналась в байосе накоплением прибрежно-морских и аллювиально-дельтовых фаций, а в батское время сменилась формированием алеврито-глинистой толщи морского генезиса.

В скважине 13 из верхов глинистой пачки определены двухстворки *Meleagrinnella doneziana* (Boz.) и *Nucula endoral* (d'Orb.), характерные для раннего бата. Не исключено поэтому, что песчаная часть разреза может относиться к байосскому ярусу.

Палеомагнитная колонка батского яруса имеет двучленное строение: песчаная и нижняя часть глинистой пачек относятся к магнитозоне обратной полярности, верхи глинистой толщи обладают ЕОН прямой полярности.

На сводной кривой магнитной восприимчивости (рис.46) по вариациям величин k отчетливо выделяются три интервала: нижний сильномагнитный литолого-магнитный горизонт ($k = 20-40 \times 10^{-5}$ ед.СИ), средний слабомагнитный ($k = 5-10 \times 10^{-5}$ ед.СИ), верхний сильномагнитный ($k = 20-30 \times 10^{-5}$ ед.СИ).

В сочетании с литологическими и палеомагнитными характеристиками эти петромагнитные подразделения легко идентифицируются в разрезах всех четырех скважин и создают основу для наиболее детальной корреляции батских отложений.

Нижний сильномагнитный интервал соответствует низам песчаной пачки и характеризуется обратной полярностью. Он прослежен в скважинах 12 (75-80 м) и 18 (110-120 м).

Слабомагнитный интервал представлен обратномагнитными породами из верхов песчаной и низов глинистой пачек. Его нижняя часть, эквивалентная верхам песчаной пачки, зафиксирована в скважине 3 (80-110 м) и 18 (102-110 м); верхняя присутствует в скважине 13 (90-110 м).

Сильномагнитный верхний интервал, отмеченный прямой полярностью, приурочен к верхам глинистой пачки и задокументирован только в разрезе скважины 13 (70-90 м).

Татарский ярус Южного Приуралья.

В Бузулукском районе Оренбургской области производились палео- и петромагнитные исследования отложений татарского яруса, в составе большекинельской (верхняя часть), аманакской, малокинельской и нижней части кутулукской свит.

Разрез вскрыт двумя скважинами 11 и 14, расстояние между которыми составляет около 15-и километров. В литологическом отношении исследуемые толщи представлены переслаиванием красноцветных глин, алевролитов и песчаников с прослоями серых мергелей. Определения магнитных свойств горных пород сопровождалось геохимическим опробованием и микрофаунистическим анализом, а также сопоставлялись с материалами различных видов геофизического каротажа (КС, ПС, ГК).

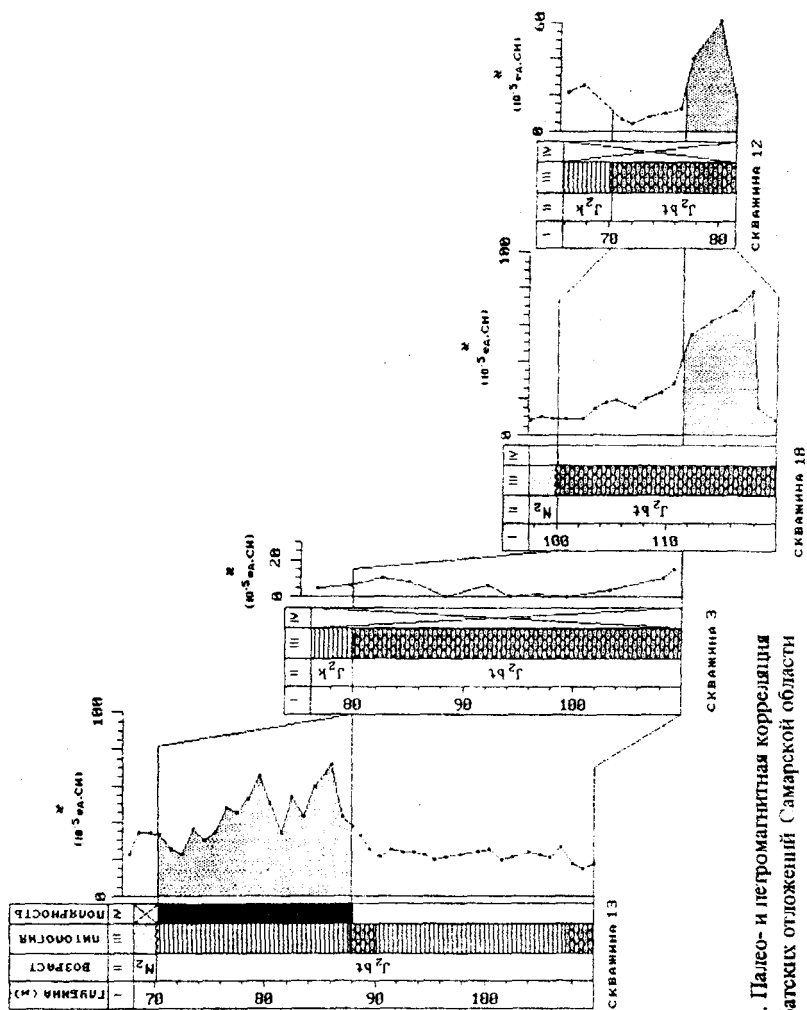


Рис. 46. Палео- и петромагнитная корреляция нижнебассейновых отложений Самарской области

На магнитостратиграфических колонках скважин 11 и 14 (рис.47, 48) в основании разреза выделяется крупная зона обратной полярности (R_1P_2), которая охватывает аманакскую и верхнюю часть большекинельской свит. Выше следует зона прямой намагниченности (N_1P_2) эквивалентная нижней части малокинельской свиты. Верхняя часть последней намагничена обратно и формирует самостоятельную магнитозону R_2P_2 , верхняя граница которой приурочена к подошве кутулукской свиты. Венчает палеомагнитную колонку крупная зона прямой намагниченности N_2P_2 , коррелятная низам кутулукской свиты.

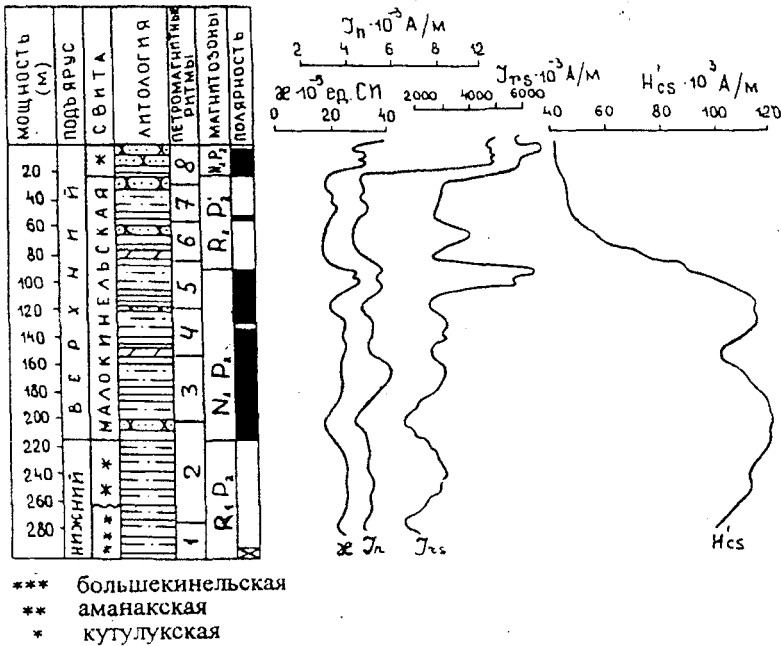


Рис. 47. Палео- и петромагнитные характеристики татарских отложений скв. 11 (Гужиков, Молостовский, 1995)

С целью более детального подразделения разреза, помимо палеомагнитных данных, была использована группа численных магнитных характеристик. Наиболее информативными в данном случае оказались параметры k , J_n , J_{rs} , H'_{cs} , изучение которых выявило ряд общих закономерностей в петромагнитном строении разрезов:

- 1) их значительную дифференциацию по скалярным характеристикам,
- 2) ритмичность, выраженную подъемами и спадами магнитности,
- 3) относительно выдержанный характер магнитной ритмики по латерали
- и 4) отчетливую направленность в изменениях магнитных величин во времени.

В целом отмечается последовательное возрастание параметров, зависящих от концентрации ферромагнитного вещества, снизу-вверх по разрезу: в уржумском горизонте - $k_{cp} = 17 \times 10^{-5}$ ед.СИ, $I_{n,cp} = 1,5 \times 10^{-3}$ А/м, $I_{rs,cp} = 2500 \times 10^{-3}$ А/м, в северодвинском - $k_{cp} = 22 \times 10^{-5}$ ед.СИ, $I_{n,cp} = 3,2 \times 10^{-3}$ А/м, $I_{rs,cp} = 3700 \times 10^{-3}$ А/м, в вятском - $k_{cp} = 75 \times 10^{-5}$ ед.СИ, $I_{n,cp} = 8 \times 10^{-3}$ А/м, $I_{rs,cp} = 7000 \times 10^{-3}$ А/м. Обратный тренд отчетливо выражен на графике $H's$, где наблюдается непрерывный спад этого показателя от уржумских к вятским напластованиям (от 128×10^3 А/м до 24×10^3 А/м).

После сглаживания графиков k , I_n , I_{rs} скользящим окном осреднения 7,5 м в разрезах скважин наметился ряд двучленных магнитных ритмов (МР), мощностью от 20 до 80 м. Каждый из них включает две литопачки - нижнюю с повышенной и верхнюю с ослабленной магнитностью. Большинство петромагнитных ритмов обнаруживают удовлетворительную пространственную устойчивость и опознаются в обоих разрезах, что позволяет осуществить наиболее детальную пространственную корреляцию разрезов двух скважин.

Поскольку в разных характеристиках запечатлены различные стороны магнитного состояния породы, то ритмы, зафиксированные на этих графиках, подобны, но не идентичны. В скважине 11 ритмика более выразительна, чем в скважине 14. Иногда наблюдается расщепление некоторых ритмов (МР3, МР4) или их частичная редукция за счет размыва, либо выклинивания отдельных групп пластов (МР5). Опознавание петромагнитных подразделений в разных скважинах во многом облегчает сопоставление с зонами полярности.

В региональном плане принципиальное значение приобретает резкий литомагнитный рубеж в основании кутулукской свиты, отделяющий относительно слабомагнитные уржумские и северодвинские слои от сильномагнитных вятских. С этой же границей коррелируют резкий перегиб на кривой $H's$, а также изменения в конфигурации графиков геофизического каротажа и распределения химических элементов (рис.48). Исходя из физико-минералогической природы петромагнитных параметров, можно утверждать, что этот рубеж маркирует две стадии позднепермской седиментации. Первая из них отмечена терригенно-карбонатным осадконакоплением при слабом привносе магнитного материала. Вторая, судя по значительному

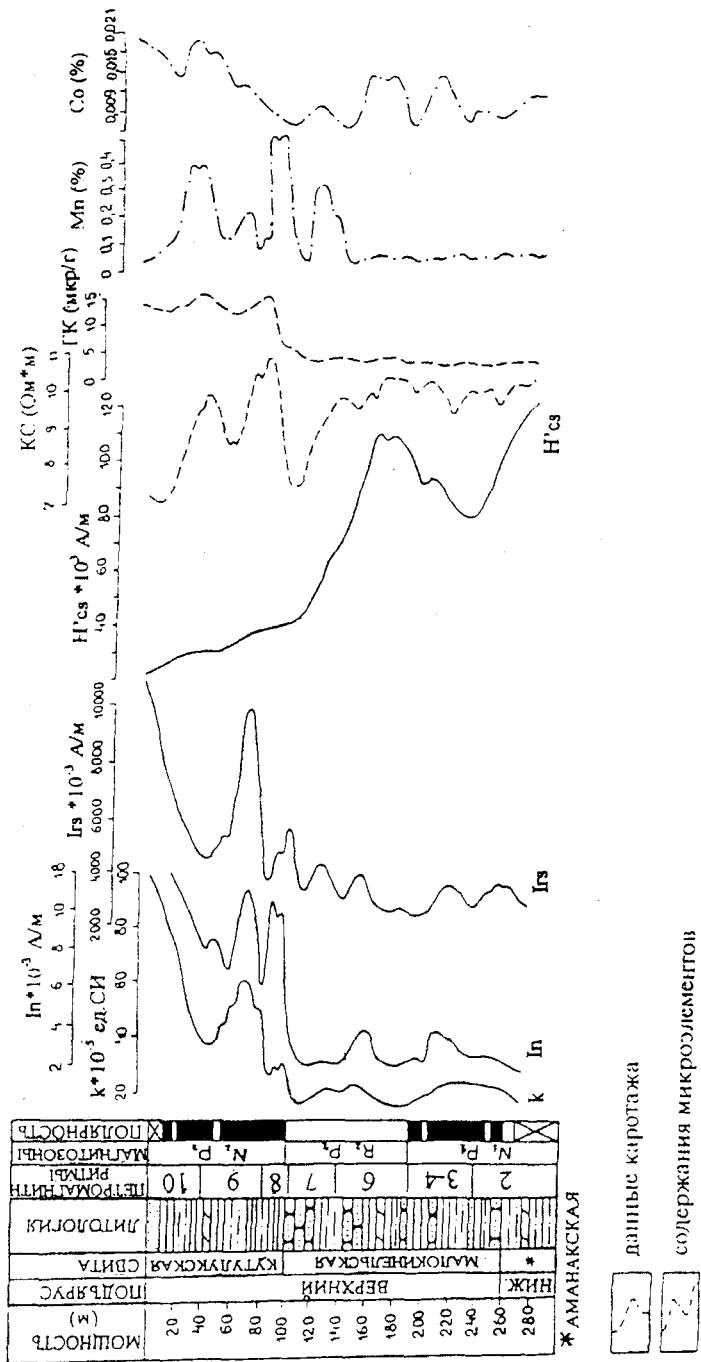


Рис 48 Палео- и петролитические, геофизические, геохимические характеристики тагарских отложений скв. 14 (Лужиков, Молостовский, 1995 с дополнениями)

возрастанию k , I_n , I_{rs} и низким значениям разрушающего поля насыщения, сопряжена с нарастающим пульсирующим привносом 'уральского' обломочного магнитного материала. Этот процесс связан с тектонической активизацией в области складчатого Урала и разрывом эффузивов зеленокаменной полосы.

Комплексный анализ петромагнитных, геохимических и каротажных кривых показывает, что начальные стадии изменений условий седиментации приходятся на середину малокинельского времени, но основной импульс совпадает с началом вятского. Более мелкие магнитные ритмы, ввиду своей латеральной устойчивости, также имеют значительный корреляционный вес, особенно в сочетании с данными о палеомагнитной зональности. Петромагнитные данные по информативности превосходят материалы стандартного каротажа и спектрального анализа. По детальности расчленения толщ, они выигрывают и в сравнении с палеомагнитными зонами, однако, в отличие от последних, работоспособны лишь в пределах конкретных фациальных зон.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные понятия и определения, составляющие сущность палеомагнитной стратиграфической парадигмы, в тезисной форме сводятся к следующему.

1. Магнитостратиграфия, имея собственные метод, объект и предмет исследований, сформировалась в настоящее время как самостоятельный раздел общей стратиграфии. Ее основная цель - выяснение пространственно-временных соотношений комплексов горных пород с помощью их палеомагнитных характеристик, главным образом, полярности естественной остаточной намагниченности.

2. Из существующих методов построения шкалы магнитной полярности приоритетным является классический стратиграфический подход, предусматривающий изучение стратотипических и опорных разрезов, привязку магнитозон к основным стратиграфическим подразделениям и фаунистическим комплексам, а в итоге последовательный "монтаж" сводных разрезов и специализированных схем.

3. Традиционный путь совершенствования существующей стратиграфической классификации за счет пополнения подразделениями непалеонтологического обоснования в настоящее время практически исчерпан. Поэтому принятый ныне метод жесткого соединения в едином иерархическом ряду разных линий стратиграфической классификации должен быть пополнен принципом свободного соподчинения основных и магнитостратиграфических единиц. Он предполагает привязку магнитозон к основным стратиграфическим подразделениям и их выборочное подчинение в тех случаях, когда магнитная зональность будет способствовать детальному расчленению и корреляции ортостратиграфических единиц. Система свободного соподчинения позволяет без дальнейшего усложнения классификации использовать в комплексе разные методы стратиграфических исследований с сохранением единства стратиграфии.

4. Палеомагнитный критерий может быть использован, в принципе, для обоснования основных стратиграфических подразделений региональных схем. При надлежащем палеонтологическом обеспечении единицы магнитобиостратиграфического обоснования приобретают исключительную пространственную устойчивость ввиду хронологической взаимозаменяемости признаков и становятся надежным инструментом стратиграфической корреляции, особенно ценным в зонах сложных фациальных переходов.

5. Ранг и иерархия подразделений палеомагнитной шкалы определяются объемами соответствующих основных стратиграфических единиц. Второй критерий ранжирования - роль тех или иных палеомагнитных интервалов в истории развития геомагнитного поля.

Новый качественный уровень развития палеомагнитной стратиграфии поставил перед ней ряд новых крупных проблем общего значения.

Наиболее актуальна в настоящее время задача построения мировой шкалы магнитной полярности, синтезирующей результаты всех направлений палеомагнитных исследований. По своей детальности подобная шкала будет существенно превосходить существующие макеты, поскольку стратиграфическая привязка ее подразделений должна осуществляться, в принципе, на зональном уровне. В конечном счете, шкала магнитной полярности должна стать составной частью общестратиграфической интегративной шкалы, создание которой становится одной из принципиальных задач современной стратиграфии.

Создание стандартной специализированной шкалы возможно лишь на базе общей классификации, которой должна предшествовать унификация номенклатуры разных типов шкал магнитной полярности и пересмотр их структуры в соответствии с принципами современной палеомагнитной систематики. Решение этих вопросов тесно связано с проблемой подлинного единства стратиграфии и разумного синтеза ее классического и неклассического направлений.

Магнитостратиграфия закончила, по существу, пионерский период становления и развития. По уровню и возможностям она близка к тому, чтобы стать полноценным элементом геологической службы, хотя ее юридические и содержательные аспекты, безусловно, нуждаются в дальнейшей разработке.

П Р И Л О Ж Е Н И Я

Приложение 1

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОДЕКС. СПб, 1992

Магнитостратиграфические подразделения

1. Определение

Статья IX.1. Магнитостратиграфические подразделения- это совокупности горных пород в их первоначальной последовательности, объединенные своими магнитными характеристиками, отличающими их от подстилающих и перекрывающих слоев.

Среди магнитостратиграфических подразделений по принципу обоснования различают магнитополярные и магнитные.

Статья IX.2. Магнитополярные (палеомагнитные) подразделения базируются на магнитных параметрах, отражающих характеристики изменения геомагнитного поля во времени: изменения (обращения) полярности поля (инверсии, экскурсы), его напряженности, координат палеомагнитных полюсов и др. При этом главной характеристикой и основным критерием выделения является изменение полярности геомагнитного поля. Среди магнитополярных подразделений различаются общие, региональные и местные.

Магнитные подразделения не имеют в своей основе изменения геомагнитного поля и выделяются по совокупности численных магнитных характеристик (по значениям магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности, по параметрам магнитного насыщения и др.). Все магнитные подразделения относятся к региональным и местным.

2. Магнитополярные подразделения

Статья IX.3. Магнитополярными подразделениями являются магнитозоны полярности (магнитозоны, зоны полярности)- совокупность геологических тел в первичной последовательности залегания, объединенных присущей им магнитной полярностью, отличающей их от подстилающих и перекрывающих слоев.

Магнитная полярность геологических тел определяется первичной составляющей их естественной остаточной намагниченности, совпадающей с полярностью палеомагнитного поля.

Статья IX.4. При выделении магнитозон полярности исходят из представления о дипольном состоянии палеомагнитного поля.

Примечание. Намагниченность, полярность которой совпадает с полярностью современного геомагнитного поля, именуется прямой и обозначается латинской буквой N или n; полярность, противоположная современному полю, называется обратной и обозначается латинской буквой R или r. Переменная (смешанная, чередующаяся по разрезу) полярность обозначается сочетаниями букв в зависимости от примерного равенства или преобладания прямой или обратной полярности- NR, N_r, R_n. Аномальная полярность (соответствует значительному отклонению направления геомагнитного поля от направления поля прямой или обратной полярности) обозначается вышеуказанными символами, перед которыми ставится буква "а".

Статья IX.5. Магнитостратиграфическая шкала полярности строится путем сопоставления опорных магнитостратиграфических разрезов, приуроченных к основным стратиграфическим подразделениям.

Статья GX.6. Эталоном для определения и идентификации основного стратиграфического подразделения по его палеомагнитным характеристикам является последовательность магнитозон (колонка магнитной полярности), наблюдаемая в стратотипическом разрезе данного подразделения. При малой палеомагнитной информативности стратотипа эталонная колонка магнитной полярности строится по другим представительным разрезам стратона. В эталонной колонке магнитной полярности должна быть запечатлена вся последовательность изменений магнитной полярности в пределах стратиграфического объема подразделения и на его границах.

Статья EX.7. По материалам эталонных колонок магнитной полярности основных стратиграфических подразделений выбираются стратотипы магнитозон, входящих в состав основного подразделения. Стратотип магнитозоны должен включать также стратотипы границ, т.е. стратотипы инверсионных уровней.

Статья IX.8. Нижняя и верхняя границы магнитозон устанавливаются по инверсионным переходам, которые представляют собой границы раздела (фактически тонкие слои в разрезе), маркирующие положение моментов изменения полярности геомагнитного поля (геомагнитных инверсий) в стратиграфической последовательности. Такие границы называются инверсионными (маркирующими) уровнями. Если инверсионный переход занимает значительный по мощности интервал разреза, употребляется термин "зона переходной полярности" ("переходная зона"). Инверсионные маркирующие уровни и уровни, соответствующие элементам тонкой временной структуры геомагнитного поля (инверсии, экскурсы, эпизоды, аномальные отклонения и др.), могут также выступать в качестве реперных уровней внутри магнитозон.

Статья IX.9. Ранг магнитостратиграфического подразделения (магнитозоны) определяется длительностью и значимостью соответствующего ему этапа в истории геомагнитного поля. Эмпирически этот ранг устанавливается по стратиграфическим объемам отложений, которым отвечает данное подразделение, или же с помощью изотопно-геохронометрических данных.

Статья IX.10. Магнитополярные подразделения по своей природе планетарно изохронны, но обладают слабой индивидуальностью. Поэтому для их опознания необходимо привлекать данные любых других стратиграфических и изотопных методов, а также характеристики магнитных подразделений.

3. Общие магнитополярные подразделения

Таксономические единицы. Правила описания и наименования.

Статья IX.11. Таксономическая шкала общих магнитополярных подразделений (магнитозон) состоит из следующих соподчиненных единиц, которым соответствуют таксономические единицы магнитохронологической шкалы:

Магнитополярные подразделения	Магнитохронологические подразделения полярности и их приблизительная длительность, млн лет
Мегазона	Мегахрон-более 100
Гиперзона	Гиперхрон-100-30
Суперзона	Суперхрон- 30-5
Ортозона	Ортохрон- 5-0,5
Субзона	Субхрон- 0,5
Микрозона	Микрохрон- менее 0,5

Ранг общих магнитополярных подразделений условно определяется по их соотношению с объемами единиц общей стратиграфической шкалы.

Примечание 1. В настоящее время приведенная терминология магнитостратиграфической шкалы полярности может быть использована только для фанерозоя. Для венда и рифея возможно использование крупных таксонов- мега- и гиперзон.

Примечание 2. Вследствие специфики эволюции геомагнитного поля в магнитостратиграфической шкале полярности возможны нарушения непрерывной последовательности и соподчиненности ее подразделений. В частности, известны гиперзоны без соподчиненных

супер- и ортозон; некоторые суб- и ортозоны могут входить непосредственно в гипер- и суперзоны, минуя промежуточные подразделения.

Примечание 3. Использование терминов "эпоха", "эпизод", "ивент", "интервал", ранее широко применявшихся для обозначения геохронологических эквивалентов магнитостратиграфических единиц, в дальнейшем не рекомендуется.

Статья IX.12. Мегазона- магнитостратиграфическое подразделение, фиксирующее наиболее значительные этапы развития геомагнитного поля; по объему примерно сопоставима с эратемой фанерозоя.

Статья IX.13. Гиперзона- магнитостратиграфическое подразделение, которое выделяется по особенностям распределения магнитной полярности в значительных интервалах разреза; сопоставима с системой. Гиперзоне присваивается географическое название с указанием полярности и стратиграфического положения.

Статья IX.14. Суперзона- магнитостратиграфическое подразделение, которое выделяется по тем же критериям, что и гиперзона, но охватывает меньший стратиграфический объем; сопоставима с несколькими ярусами или отделом. Суперзоне присваивается географическое название с указанием полярности и стратиграфического положения.

Пример. Суперзона переменной полярности, отвечающая серпуховскому, башкирскому и московскому ярусам карбона и получившая название "Дебальцевская", обозначается: суперзона NR Дебальцевская $C_{1s}-C_{2m}$.

Статья IX.15. Ортозона- основное подразделение магнитостратиграфической шкалы, представляющее собой монополярный интервал разреза или сочетание разнополярных субзон. Чаще всего это интервал преимущественной полярности с единичными реперными субзонами противоположной полярности. По объему сопоставима с ярусом или его частью. Ортозоны нумеруют отдельно по полярности. Допускается сохранение ранее введенных собственных названий для глобально идентифицированных ортозон.

Примеры. Ортозона прямой полярности Брюнес (N). Ортозоны в татарском ярусе верхней перми (P_2t): первая (снизу) зона обратной полярности- R_1P_2t ; первая зона прямой полярности- N_1P_2t ; вторая зона обратной полярности- R_2P_2t ; вторая зона прямой полярности- N_2P_2t ; третья зона обратной полярности- R_3P_2t .

Примечание 1. Если ортозона охватывает части смежных ярусов, то ей придается двойная стратиграфическая индексация с сохранением индексации по нижнему ярусу.

Пример. Зона обратной полярности на границе баррема и апта индексируется как R_3K_1br-a .

Примечание 2. В зависимости от характера сочетания ортозон разной полярности возможны отступления от последовательности числового ряда. Например, возможен следующий восходящий порядок чередования ортозон: $R_1, NR_1, R_2, NR_2, R_3, N_1$. В этом ряду ортозона N_1 лежит выше ортозон R_2 и R_3 .

Статья IX.16. Субзона- элементарная единица магнитостратиграфической шкалы, представляющая собой сравнительно узкий монополярный интервал разреза. Субзоны нумеруют снизу вверх в пределах ортозоны с указанием индекса полярности. Допускается сохранение ранее введенных географических названий.

Для индексации субзон применяются двойные и тройные буквенные индексы. При этом первая буква (n, r, a) указывает на характер полярности зоны, а следующие (N, NR, R, R_n, N_r, и т.д.) - на принадлежность к определенной ортозоне.

Пример. Первая снизу (по разрезу) субзона прямой полярности в третьей ортозоне обратной полярности татарского яруса верхней перми обозначается: $n_1R_3P_1t$.

Статья IX.17. Микрозона- наименьшая единица магнитостратиграфической шкалы, фиксирующая элементы тонкой временной структуры геомагнитного поля: экскурсы, аномальные отклонения и др. Микрозоны могут выступать также в качестве реперных уровней внутри единиц более высокого ранга. Их нумеруют снизу вверх в пределах суб- или ортозоны с обозначением полярности. Допускается сохранение ранее введенных географических названий. Микрозоны индексируются аналогично субзонам.

Статья IX.18. При выделении и описании магнитозон приводятся следующие сведения: ранг; наименование (как правило, географическое) или нумерация (снизу вверх); общая характеристика с перечислением основных признаков (преобладающая полярность, особенности режима инверсий); стратиграфический объем и наличие соподчиненных магнитостратиграфических таксонов; соотношение с общими и региональными стратиграфическими подразделениями.

4. Региональные и местные магнитостратиграфические подразделения

Статья IX.19. Региональные и местные магнитостратиграфические подразделения- это магнитополярные и магнитные подразделения, опознаваемые лишь в пределах конкретных структурно-фациальных зон или регионов. Независимо от принципа обоснования региональные и местные подразделения выделяются на основе стратотипов региональных или местных стратонов.

Статья IX.20. Ранг региональных и местных зон магнитной полярности определяется по их соотношению с единицами общей стратиграфической шкалы (т.е. так же, как и общих магнитозон). Если их ранг относительно общей шкалы не установлен, они обозначаются терминами "зона полярности" или "подзона полярности". Для таких единиц допустимы собственные, в том числе географические, названия орто- и субзон.

Статья IX.21. Названия региональных и местных зон магнитной полярности образуются из возрастного индекса, обозначения полярности и сокращенного географического названия основного стратона. Подразделения нумеруют снизу вверх.

Примеры. Зоны P_2R_1 - чаган; P_2N_1 - чаган; P_2R_2 - чаган.

Статья IX.22. Магнитные подразделения, т.е. магнитозоны, выделенные по численным магнитным характеристикам, не связанным с древним геомагнитным полем, собственных названий не имеют; их название заменяется краткой характеристикой.

Примеры. Зона повышенной магнитной восприимчивости в верхах зурамакентской свиты; зона высоких значений фактора Q в средней части убинской свиты.

Статья IX.23. На основе выделения в разрезе и корреляции региональных и местных магнитостратиграфических подразделений составляются магнитостратиграфические схемы, которые обычно включаются в региональные стратиграфические схемы.

5. Магнитостратиграфические схемы (Стратиграфический кодекс. СПб., 1992)

5.1. Магнитостратиграфическая схема представляет собой графическое выражение апробированных данных о палеомагнитных характеристиках пород, слагающих стратиграфические подразделения в пределах определенной территории и скоррелированных с общими магнитостратиграфическими подразделениями (с общей магнитостратиграфической шкалой).

Назначение магнитостратиграфических схем применительно к стратиграфии состоит в следующем:

- а) способствовать расчленению толщ горных пород с помощью палеомагнитных характеристик;
- б) способствовать корреляции местных стратиграфических подразделений в пределах региона;
- в) фиксировать наиболее вероятные соотношения региональных стратонов с общей стратиграфической шкалой и подразделениями смежных регионов.

В ряде случаев магнитостратиграфические схемы могут быть использованы для определения степени пространственной устойчивости и синхронности геологических границ разного типа.

5.2. Магнитостратиграфические схемы состоят из серии парных колонок. В левой колонке (колонках) показываются магнитостратиграфические подразделения, их индексы и названия, в правой - полярность различных интервалов стратиграфического разреза.

Интервалы прямой полярности обозначаются черной заливкой; интервалы обратной полярности остаются белыми; аномальная полярность обозначается косой перекрестной штриховкой, частое чередование полярностей - вертикальной жирной штриховкой. Интервалы колонки, содержащие менее достоверные данные, сужаются вдвое за счет правой части. Неизученные в палеомагнитном отношении интервалы колонок остаются белыми, ограничиваются горизонтальными волнистыми линиями, а левая вертикальная линия, ограничивающая колонку, прерывается.

5.3. Различаются три категории магнитостратиграфических схем: общая (магнитостратиграфическая шкала), региональная и местная, которые, как правило, включаются в региональную стратиграфическую схему правее соответствующих ее разделов (п.2.2). Магнитостратиграфические колонки могут сопровождать и стратиграфические схемы смежных регионов.

5.4. Составление магнитостратиграфической схемы производится поэтапно, начиная с составления местных магнитостратиграфических схем, характеризующих местную зональность местных стратонов определенных районов (структурно-фациальных зон и т.д.). Магнитостратиграфическая схема местного стратона составляется путем корреляции частных магнитостратиграфических разрезов, совокупность которых должна обеспечить полноту его магнитной характеристики.

Примечание. Результаты изучения (опробования) частного магнитостратиграфического разреза оформляются в виде схемы, состоящей из следующих колонок (слева направо): название местного стратона, литологическая и палеонтологическая характеристики и мощность опробованного интервала разреза, геохронометрические данные, магнитозоны с их индексацией, график изменения палеомагнитных характеристик по разрезу. Для каждого разреза указываются виды и параметры примененных магнитных чисток, методы и результаты определения генезиса и возраста компонент естественной остаточной намагниченности пород.

5.5. Местная магнитостратиграфическая схема состоит из двух колонок: в левой колонке показываются местные магнитостратиграфические подразделения с их индексами (и названиями, если таковые имеются), в правой- полярность различных интервалов разреза, соответствующих этим подразделениям. В левой колонке также указывается, в виде дроби, число уровней палеомагнитного опробования, на основе которых выделена каждая магнитозона (числитель), и ее мощность (знаменатель).

5.6. Региональная часть магнитостратиграфической схемы составляется путем корреляции местных магнитостратиграфических схем. Она суммирует аналогичные магнитные характеристики разрезов местных стратонов, выявленные в пределах всего региона или значительной его части. Схема состоит из двух колонок: в левой колонке показываются региональные магнитостратиграфические подразделения, их индексы и названия, в правой- полярность различных интервалов разреза, соответствующих этим подразделениям.

5.7. Общая магнитостратиграфическая схема (магнитостратиграфическая шкала) составляется путем корреляции региональных магнитостратиграфических схем. Она помещается правее общей стратиграфической шкалы и состоит из двух колонок: левая содержит вертикальные графы, в которых слева направо приводятся названия общих магнитостратиграфических подразделений полярности- гипер-, супер-, орто- и субзона; в правой колонке показывается полярность, характеризующая эти подразделения.

5.8. Если составляется самостоятельная региональная магнитостратиграфическая схема, то левее каждого из ее основных разделов (магнитостратиграфическая шкала, региональная часть схемы, местные магнитостратиграфические разрезы) помещаются соответственно: общая стратиграфическая шкала (до отдела или яруса включительно), региональные стратиграфические подразделения (горизонты, при необходимости слои с географическим названием и лоны), местные стратиграфические разрезы, получившие магнитостратиграфическую характеристику. При этом может быть дана очень краткая характеристика местного стратона или только его название и мощность.

5.9. Объяснительная записка состоит из следующих разделов: а) краткие сведения об истории создания схемы, основных составителях, авторах местных магнитостратиграфических схем; другие использованные материалы;

б) критерии выбора частных разрезов, основные методы их корреляции;

в) наименования (или краткая характеристика, если магнитостратиграфическая схема составляется отдельно) региональных и местных стратиграфических подразделений с оценкой полноты палеомагнитной изученности стратиграфических разрезов в каждой структурно-фациальной зоне и сводного разреза региона, описание местных сводных палеомагнитных разрезов с указанием числа магнитозон, порядка их чередования и стратиграфических диапазонов (для каждой магнитозоны дается подробная палеомагнитная характеристика, указываются основные критерии ее опознания в данном районе), возрастная привязка;

г) характеристика местных магнитостратиграфических схем и обоснование региональной магнитостратиграфической схемы с описанием магнитозон, где указываются их соотношения с региональными стратиграфическими подразделениями и общей стратиграфической шкалой;

д) обоснование предлагаемой корреляции региональной магнитостратиграфической схемы с общей магнитохронологической шкалой (если таковая включена);

е) общая оценка представительности схемы, особые мнения, задачи дальнейших исследований и перечень организаций, рекомендуемых для их проведения.

К объяснительной записке прилагаются: а) схема территории исследований с указанием местоположения изученных разрезов; б) список основной использованной литературы; в) каталог разрезов, где

указываются: географическое положение разреза, изученный стратиграфический материал, мощность напластований, число штуфов (образцов), индексация магнитозон, виды и параметры применявшихся магнитных чисток, методы и результаты определения генезиса и возраста компонент естественной остаточной намагниченности пород.

5.10. Магнитостратиграфические схемы всех категорий и объяснительные записки к ним рассматриваются Комиссией МСК по магнитостратиграфии с представителями комиссий по соответствующим системам и РМСК. Одобренные магнитостратиграфические схемы рекомендуются для использования их в качестве составных частей унифицированных, корреляционных и рабочих стратиграфических схем.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

Апарин В.П. Палеомагнитные зоны в разрезе среднего и верхнего палеозоя Саяно-Алтайской складчатой области: Автореф.дис....канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1966. 13 с.

Апарин В.П., Кириллов В.М., Кузнецова А.А. Палеомагнитный разрез угленосной толщи Кузбасса, составленный по керновому материалу // Матер. 8-й конф. по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Киев: Наукова думка, 1970. Ч.П. С.25-30.

Багин В.И., Гендлер Т.С., Авилова Т.Е. Магнетизм а-окислов и гидроокислов железа. М.: Изд-во ИФЗ АН СССР. 1988. 180 с.

Балабанов Ю.П., Буров Б.В., Воронин В.П. Опыт применения палеомагнетизма при площадных геолого-съёмочных исследованиях в верховьях р.Сев.Двины // Континентальные красноцветные отложения перми и триаса. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975. С.3-5.

Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. Сульфидная минерализация в пелагических железо-марганцевых конкрециях // Литология и полезные ископаемые. 1984. N 2. С53-61.

Белоброва И.А., Звягинцев А.Г. Изменение магнитных свойств сульфидов железа при превращении типа пирит-пирротин // Матер. IX конф. по вопросам постоянного магнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку: Изд-во АН Аз.ССР, 1973. Ч.2. С.34-35.

Белоконь В.И., Кочегура В.В., Шолпо Л.Е. Методы палеомагнитных исследований горных пород. Л.: Недра, 1973. 247 с.

Большаков А.С., Солодовников Г.М. Палеомагнитные данные о напряженности магнитного поля Земли // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1980. N 8. С.87-100.

Боронин В.П., Буров Б.В. Палеомагнитная зона Иллавара в отложениях верхней перми и нижнего триаса Среднего Поволжья //Матер. по стратиграфии верхней перми на территории СССР. Казань: Изд-во Казан.гос. ун-та, 1977. С.25-52.

Бутузова Г.Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря // Литология и полезные ископаемые. 1984. N 2. С.3-23.

Ваньшин Ю.В., Гуцаки В.А., Молостовский Э.А. Об использовании палеомагнитных данных для датирования экзогенных процессов на примере кор выветривания Южного Урала // Рудоносные коры выветривания. М.: Наука, 1974. С.38-41.

Вирина Е.И. Магнитные свойства плейстоценовых погребенных почв Молдавии и Приобья: Автореф. дис... канд. геол.-мин.наук. М., 1972. 17 с.

Волков И.И., Остроумов Э.А. О формах соединений серы в иловых водах осадков Черного моря // Геохимия. 1957. N 4. С. 337-345.

Гаррелс Р.М., Крайст Е.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 367 с.

Гасанов А.З. Палеомагнитная корреляция палеогеновых отложений Талыша и Нахичеванской АССР: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Баку, 1975. 15 с.

Глаголева М.А. Формы миграции железа в речных водах // К познанию диагенеза осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С.43-52.

Грузинская К.Ф., Гришанов А.Н., Гоннов В.В. и др. Стратиграфия и палеомагнетизм сармата Кавказа // Стратиграфия и корреляция сарматских и меолических отложений Юга СССР. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1986. С. 130-139.

Гужиков А.Ю. Палео- и петромагнетизм нижнемеловых отложений Северного Кавказа и сопряженных территорий (общие вопросы и решение прикладных задач): Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Саратов, 1994. 19 с.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю. Магнитные свойства осадочных пород как индикаторы палеоэкологических условий (на примере альбских отложений Северного Кавказа) // Проблемы изучения биосферы. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1996. С. 90-91.

Гужиков А.Ю., Молостовский Э.А. Стратиграфическая информативность численных магнитных характеристик осадочных пород (методические аспекты): Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т.70, вып.1. С.32-41.

Гурарий Г.З. Геомагнитное поле во времени инверсий в позднем кайнозое. М.: Наука, 1988. 207 с.

Гусев Б.В. Структуры разрастания океанической коры в фундаменте Западно-Сибирской плиты // Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1975. Вып.Ю. С.9-12.

Давыдов В.И., Комиссарова Р.А., Храмов А.Н. и др. О палеомагнитной характеристике верхнепермских отложений Юго-Восточного Памира // ДАН СССР. 1982.Т. 267, N5. С. 1177-1181.

Дараган Е.В., Певзнер М.А. Палеомагнитные исследования при геологической съемке масштаба 1:200000 в районах развития молодого вулканизма // БМОИП. Отдел геологич, 6. 1969. Т.44. С. 34-38.

Еремин В.Н., Молостовский Э.А., Первушова Е.В., Черняева А.Ф. Магнитная зональность осадочных пород и пространственное распределение аутигенных минералов железа в зонах влияния углеводородов // Геология нефти и газа. 1986. N 4. С.38-44.

Еремин В.Н. Стратиграфия новейших отложений Нижнего и Среднего Поволжья по палеомагнитным данным: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М, 1986. 18 с.

Еремин В.Н., Фомин В.А., Бондаренко Н.А. Магнитная параметристика пород в качестве индикатора условий седиментации (на примере верхнего мела Поволжья) // Использование палео- и петромагнитных характеристик горных пород в стратиграфии и палеогеографии. Саратов, 1995. С. 71-77. (Деп. в ВИНТИ N 1545-В94).

Зеккель Я.Д. Татарские слои низовьев р.Мезени и местонахождения в них костей рептилий // Тр. Палеонт. ин-та АН СССР. 1937. Т.8, вып.1.

Зоткевич И.А., Козловский П.И., Лежнин А.И. Реконструировочные палеомагнитные исследования осадочных пород Центрального Кузбасса, Кузнецкого Ала-Тау и Рудного Алтая // Матер.VIII Всесоюз. конф. по постоянному магнитному полю и палеомагнетизму. Киев: Наукова думка, 1970. Ч.П. С.96-97.

Зубаков В.А. О полной стратиграфической классификации //Стратиграфическая классификация. Материалы к проблеме. Л.: Наука, 1980. С.90-115.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 224 с.

Зубаков В.А., Иванов Ю.Ю., Ремизовский В.И. Магнито-стратиграфическое расчленение черноморского мио-плиоцена в опорном разрезе Панагия - железный Рог // Геомагнитное поле в фанерозое. Магадан: Изд-во СВКНИИ, 1984. С.31-33.

Зубаков В.А., Кочегура В.В. Магнитохронологическая шкала новейшего этапа (5 млн. лет) // Геомагнитные исследования. 1976. N17. С.37-43.

Зубаков В.А., Молостовский Э.А. Основные принципы разработки магнито-стратиграфических схем // Палеомагнитная стратиграфия мезокайнозойских отложений. Киев: Наукова думка, 1982. С.3-6.

Караханян А.К. Палеомагнитные исследования вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород палеогена Армянской ССР: Автореф. дис....канд. геол.-мин. наук. Тбилиси, 1982. 24 с.

Кириллов В.М Палеомагнитно-стратиграфическое исследование угленосной толщи Кузбасса: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1971.25 с.

Котляр М.В., Комиссарова Р.А., Храмов А.Н., Чедия И.О.Палеомагнитная характеристика верхнепермских отложений Закавказья // ДАН СССР. 1984. Т.276, N 3. С.669-674.

Круть И.В. Исследование оснований теоретической геологии. М.: Наука, 1973.201 с.

Латимер В.М. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. М.: Изд-во ИЛ, 1954. 400 с.

Лозовский В.Р. Раннетриасовый этап развития Западной Лавразии: Автореф. дис. ...докт. геол.-мин.наук. М., 1992. 51с.

Люткевич Е.М. К стратиграфии татарского яруса р.Сухоны // Изв. Главн. геол.-разв. упр. 1931. Т. 50, вып. 5. С. 26-62.

Мейен СВ. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 213 с.

Меннер В.В., Мейен СВ. Об основных типах биостратиграфических ошибок // БМОИП. Отдел геологич. 1971. N 2. С136-137.

Методика палеомагнитного изучения красноцветов / Под ред. В.П.Боронина. Казань: Изд-во Казан, гос. ун-та, 1979. 132 с.

Михайлова Н.П., Глевасская А.Н., Цыкора В.Н. Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена. Киев: Наукова думка, 1974. 249 с.

Минералы. М.: Наука, 1965. 242 с.

Молостовская И.И. Этапность развития позднепермских остракод надсемейства Darwinulacea Русской платформы и ее стратиграфическое значение // Принципы и методы микропалеонтологических биостратиграфических исследований. М.: Изд-во АН СССР, 1977. С.124-128.

Молостовский Э.А. Палеомагнитный метод при геологическом картировании осадочных толщ // Использование магнетизма горных пород при геологической съемке. Л.: Недра, 1986. С.58-73.

Молостовский Э.А. О влиянии гидроокислов железа и рудных магнитных минералов на естественную остаточную намагниченность красноцветных пород // Геохимический сборник. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1971.С37-43.

Молостовский Э.А. Вторичные изменения в пермтриасовых красноцветях Поволжья и их влияние на остаточную намагниченность// Изв. АН СССР. 1971.N8. С.132-140.

Молостовский Э.А. К методологии палеомагнитных стратиграфических исследований // Советская геология. 1989. N 5. С. 3-10.

Молостовский Э.А. Некоторые аспекты магнитостратиграфической корреляции // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т 4, N 3. С.23-29.

Молостовский Э.А. Об использовании данных магнитометрии для палеогеографии на примере изучения верхнепермских и триасовых отложений Оренбургского Приуралья // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1969. Вып.6, ч.1. С. 39-46.

Молостовский Э.А. Стратиграфические аспекты палеомагнетизма // БМОИП. Отд.геол. 1985. Т.60, вып.5. С. 118-131.

Молостовский Э.А. Палеомагнитная стратиграфия верхней перми и триаса Востока Европейской части СССР. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1983. 165 с.

Молостовский Э.А. Палеомагнитная корреляция стратиграфических схем неогена Италии и Юга СССР // Тезисы III Всесоюзного съезда по геомагнетизму. Киев; Наукова думка, 1986. С. 193.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 346 с.

Найдин Д.П., Бельямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Методы изучения трансгрессий и регрессий. М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1984. 162 с.

Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса // Сов. геология. 1985.N9. С.37-49.

Новиков И.В., Лозовский В.Р., Шишкин М.А. Новый горизонт в нижнем триасе Восточно-Европейской платформы // ДАН СССР. 1990. Т.315.N2. С.453-456.

Носовский М.Ф., Андреева-Григорович А.С. К проблеме корреляции баденского яруса Центрального Паратетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетровск, гос. ун-та, 1976. Вып. I. С.3-9.

Носовский М.Ф., Богданович Е.М. К проблеме корреляции тарханского региояруса по нанопланктону // ДАН СССР. 1984. Т.275, N 2. С.440-441.

Носовский М.Ф., Барг И.М., Пишванова Л.С., Андреева-Григорович А.С. Об объеме тарханского яруса на юге СССР // Стратиграфия кайнозоя Сев. Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетровск, гос. ун-та, 1976. Вып.1. С.22-30.

Олферьев А.Г. О корреляции стратотипических разрезов верхнетатарского подъяруса // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1974. N 10. С.123-132.

Очеретенко И.А., Шевлягин Е.В. Ориентировка керна скважин Донбасса по палеомагнитным данным. Экспресс-информация // ВИЭМС.

Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., 1970. N 2. 10 с.

Палеомагнетизм палеозоя. Л.: Недра, 1974. 238 с.

Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.

Пахтусова Н. А. К стратиграфии верхнепермских отложений севера Русской платформы // Матер., по геол. и полезн. ископ. Северо-запада РСФСР. Л., 1966. N 5. С.30-86.

Певзнер М. А. Стратиграфия среднего миоцена -плиоцена Юга Европы (по палеомагнитным данным): Автореф. дис... д-ра геол. - мин.наук. М., 1986. 36 с.

Пермская система Земного шара (путеводитель геологических экскурсий). Свердловск: Изд-во УРО АН СССР, 1991. 55 с.

Петрова Г. Н. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях // Геомагнитные исследования. М.: Сов.радио, 1978. N 19. С.40-49.

Решение коллоквиума по неморским остракодам верхней перми Русской платформы (Л.: ВСЕГЕИ, 1985) //Отчет комиссии по микропалеонтологии. М.: ГИН АН СССР, 1985. С.49-50.

Решение Межведомственного Регионального Стратиграфического Совещания по среднему и верхнему палеозою Русской Платформы (с региональными стратиграфическими схемами). Ленинград, 1988. Пермская система. Л.: ВСЕГЕИ, 1990. 48 с.

Ржевский Ю.С., Гаас Г.Я. Результаты палеомагнитного исследования ядра юрских осадков Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1973. N2. С.100-103.

Семенов В.Н. Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и тетиса (Средиземноморья): Дис...д-ра геол.-мин. наук. Киев, 1983. 392 с.

Семенов В.Н., Певзнер М.А. Корреляция верхнего миоцена и плиоцена Понто-Каспия по биостратиграфическим и палеомагнитным данным // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1979. N I. С.5-15.

Сенников В.М., Щеглов А.П., Краснов В.И. К методике крупномасштабной геологической съемки в горных районах Южной Сибири // Тр. СНИИГИМС. 1969. Вып.94. С.103-106.

Сташук М.Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968. 208 с.

Стратиграфический кодекс СССР (проект). Л.: ВСЕГЕИ, 1988. С.39-44..

Стратиграфический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. С. 54-57.

Стратиграфия в исследованиях Геологического Института АН СССР. М.: Наука, 1980. 299 с.

Строк Н.М., Горбаткина Т.Е., Лозовский В.Р. Верхнепермские и нижнетриасовые отложения Московской синеклизы. М: Недра, 1984. 138с.

Тактакишвили И.Г. Биостратиграфия плиоцена Западной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1984. 136 с.

Третьяк А.Н. Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратиграфии осадочных толщ. Киев: Наукова думка, 1983. 254 с.

Трофимук А.А., Карагодин Ю.П. Проблемные и методологические вопросы стратиграфии нефтегазоносных бассейнов // Геология и геофизика. 1982. N 6. С.3-12.

Трубихин В.М., Чепалыга А.Л., Короткевич Е.Л., Светлицкая Т.М. Хронология региоярусов и гиппарионовых фаун Восточного Паратетиса по палеомагнитным данным // Тез. докл. Международного Конгресса по неогену Средиземноморья. Будапешт, 1985. С. 127-128.

Фридланд В.М. О латеритах Северного Вьетнама // Коря выветривания. М.: Наука, 1962. Вып.4. С.126-143.

Харленд У.Б., Кокс А.В., Левелин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 139 с.

Храмов А.Н. Палеомагнитное изучение разрезов верхней перми и нижнего триаса севера и востока Русской платформы // Палеомагнитные стратиграфические исследования. Л.: Гостоптехиздат, 1963. С.145-174.

Храмов А.Н., Давыдов В.И. Палеомагнетизм некоторых верхнекаменноугольных и нижнепермских толщ юга СССР и проблема структуры гиперзоны Киама // Палеомагнитные методы в стратиграфии. Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1984. С. 55-73.

Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 251с.

Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР. Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1991. С. 154-176.

Храмов А.Н., Молоствовский Э.А., Файнберг Ф.С. К вопросу о единицах палеомагнитной шкалы // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1973. N 4. С.34-39.

Храмов А.Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 218 с.

Эйнарссон Т. Магнито-геологическое картирование в Исландии с помощью компаса // Палеомагнетизм. М.: Изд-во ИЛ, 1962. С.273-285.

Arthur M., Fischer A., Silva I., et al. Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy // *Geol.Soc. Amer. Bull.* 1977. Vol.88. P.383-389.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C., Aubry M. A revised cenozoic Geochronology and chronostratigraphy // *Special publication.* 1995. N 54. P.129-212.

Burek P.V. Magnetic reversals: The application to stratigraphic problems // *The American Assoc. of Petroleum geol.Bull.* 1970. Vol.54, N 7. P.1120-1139.

Butler R.F., Coney P.J. A revised magnetic polarity time scale for the Paleocene and Early Eocene and implications for Pacific plate motion // *Geophys. Res. Lett.* 1981. Vol.8, N4. P.301-304.

Cande S.C., Kent D.V. A new Geomagnetic Polarity time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *J. of Geophys. Research.* 1992. Vol.97. NO.B10.P.13917-13951.

Channell J.E., Medizza F. Upper Cretaceous and Paleogene magnetic stratigraphy and biostratigraphy from the Venetian (Southern) Alps // *Earth a. Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol.55. P.419-432.

Collinson D.W. *Methods in Rock magnetism and paleomagnetism. Techniques and instrumentation.* London: Chapman and Hall, 1983. 503p.

Cox A., Doell R., Dalrymple G. Geomagnetic polarity Epochs *Science*, 1964. Vol.143, N3604. P.347-352.

Dachrot W. Gesteinsmagnetische Marken in Perm Mittelcurops // *Geol. Jahrbuch.* 1976. N 10. P.3-53.

Dunlop D.J. On the use of Zijderveld vector diagrams in multicomponent paleomagnetic studies // *Phys. Earth Planet.Int.* 1979. Vol. 20, N1. P. 12-24.

Halls H.C. A least squares method to find a remanence direction from converging remagnetisation circles // *Geophy. J.R.Astr. Soc.* 1976. Vol.45. P.297-304.

Irving E. *Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems.* N.-Y.: J.Wiley, 1964. 399 p.

Kirshvink Y.L. The Precambrian - Cambrian boundary problem: palaeomagnetic directions from the Amadeus Basin, Central Australia // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 40. P 91-100.

LaBrecque I.L., Kent D.V., Cande S.C. Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time // *Geology.* 1977. Vol.5, N 6. P.330-335.

Larson R.L., Pitman W.C.III. World-Wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and implications // *Geol. Soc.America Bull.* 1972. Vol.83. P.3645-3662.

Lozovsky V., Molostovsky E. Constructing the Early Triassic magnetic polarity Time Scale // The Normarine Triassic, Bull.3, New Mexico Museum of Natural History and Science, 1993. P.297-300.

Lowrie W., Alvarez W. One hundred million years of geomagnetic polarity history // *Geology*. 1981. N 9. P.392-397.

Lowrie W., Channell I.E.T., Alvarez W. A Review of Magnetic Stratigraphy Investigations in Cretaceous Pelagic Carbonate Rocks // *Journal of Geophys. Res.* 1980. Vol. 85. N 7. P.3597-3605.

Magnetostratigraphic polarity units - a supplementary chapter of the ISSC International stratigraphic guide // *Geology*. 1979. Vol.7, N 12. P.578-583.

Merrill R.T., McElhinny M.W. The Earth's magnetic field. International Geophysics Series. London : Acad.Press. 1983. Vol. 32. 401 p.

Molijneux L. A complete results magnetometer for measuring the remanent magnetisation of rocks // *Geophys.J.R.Astr.Soc.* 1971. Vol. 24. P.429-433.

Morner N.A. The Cretaceous-Tertiary boundary: Chronostratigraphic position and sequence of events // *The Journal of geology*. Vol.90, N 5. P.564-573.

McElhinny M.W. Paleomagnetism and plate tectonics. London: Cambridge Univ. Press., 1973. 358 p.

McElhinny M.W. Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism // *Geophys.Y.R.Astr. Soc.* 1964. Vol.8. P.338-340.

McElhinny M.W. The Magnetic Polarity Time Scale: Prospects and Possibilities in Magnetostratigraphy // *Contrib. Geol. Time Scale*. 1978. Vol. 17.N4341.P.57-65.

McClelland-Brown E. Paleomagnetic studies of fold development and propagation in the Pembrokeshire old Red Sanstone // *Tectonophysics*. 1983. Vol. 98. P.131-140.

McMachon B.E., Strangway D.W. Stratigraphic implications of paleomagnetic data from Upper Paleozoic - Lower Triassic Redbeds in Colorado // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1968. Vol. 79, N 4. P.417-428.

Nairn A.E. Paleomagnetic results from Europe // *Journ.Geology*. 1960. Vol.68. N3.P.285-306.

Ness G., Levi S., Couch R. Marine magnetic anomaly timescales for the Cenozoic and Late Cretaceous: A precis, critique, and synthesis // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1980. Vol.18. P. 753-770.

Ogg J.G., Steiner M.B. Early Triassic magnetic polarity time scale - integration of magnetostratigraphy. Ammonite zones and sea-level changes from "Stratotype" sections (Canada Arctic Archipelag) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 107.N1.P.68-89.

Peterson D.N., Nairn A.E. Paleomagnetism of Permian red beds from the South-Western United States // *Geophys. Journal*. 1971. Vol. 23, N 2. P.191-205.

Piper J.D.A. Paleomagnetism and the continental crust. Milton Keynes: Open Univ. Press, 1987. 434 p.

Poore R., Tauxe L., Percival S.F., LaBrecque J., Petersen N. et al. Late Cretaceous-Cenozoic magnetostratigraphic and biostratigraphic correlation of the South Atlantic Ocean // *DSDP Leg 73. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1983. Vol.42. P.127-149.

Ray I.L., Park I.K. The magnetization process of certain red beds: vector analysis of chemical and thermal results // *Can.J.Earth. Sci.* 1974. Vol.11, N3. P.11-18.

Ryan W.B.F., Cita M.B., Dreyfus Rawson, Burckle L.H., Saito T. A paleomagnetic assignment of Neogene Stage boundaries and the development of isochronous datum-planet between the Mediterranean, the Pacific and Indian oceans in order to investigate the response of the World ocean to the Mediterranean "Salinity Crisis" // *Riv. Ital. Paleont.* 1974. Vol. 80. N 4. P.631-688.

Schmalz K. Formation of red beds in modern and ancient deserts // *Geol.Soc. Amer. Bull.* 1968. Vol 79, N 2. P.277-280.

Smethurst M.A., Khramov A.N. A new Devonian palaeomagnetic pole for the Russian platform and Baltica, and related apparent polar wander // *Geophys. Y.Int.* 1992. Vol.108. P.179-192.

Vine F.J., Matthews D.H. Magnetic anomalies over oceanic ridges // *Nature*. 1963. Vol.199. P.947-949.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.....	3
Abstract.....	5
Перечень условных обозначений и символов.....	7

Глава 1. Методика полевых и лабораторных исследований. Основы стратиграфической интерпретации палеомагнитных данных

1.1. Вводные замечания.....	9
1.2. Предпосылки использования палеомагнитного метода в стратиграфии ... И	
1.3. Основные свойства геомагнитного поля и модель центрального осевого диполя.....	14
1.4. Выбор объектов исследования и отбор образцов.....	18
1.5. Магнитные измерения.....	24
1.5.1. Общие принципы измерений.....	24
1.5.2. Астатические и парастатические магнитометры.....	26
1.5.3. Спиннер-магнитометры.....	26
1.6. Естественная остаточная намагниченность горных пород.....	28
1.6.1. Краткие сведения о магнетизме.....	28
1.6.2. Магнитная модель горной породы.....	30
1.6.3. Спектры размагничивания.....	33
1.6.4. Время релаксации, блокирующая температура.....	34
1.6.5. Виды намагниченности горных пород и их стабильность во времени.....	35
1.7. Магнитная чистка.....	36
1.7.1. Принципы магнитной чистки.....	36
1.7.2. Чистка переменным магнитным полем.....	37
1.7.3. Термочистка.....	38
1.7.4. Другие виды магнитной чистки.....	40
1.8. Палеомагнетизм. Основы интерпретации данных.....	42
1.8.1. Палеомагнитные направления и их изображение.....	42
1.8.2. Статистика Фишера.....	44
1.8.3. Группирование средних направлений намагниченности.....	46
1.8.4. Компонентный анализ.....	48
1.8.5. Датировка компонент естественной остаточной намагниченности.....	52
1.8.5.1. Полевые методы (тесты).....	52
1.8.5.2. Непрямые методы датировки компонент J _n	58
1.9. Минералого-геохимические критерии палеомагнитной пригодности осадочных пород.....	62
1.9.1. Вводные замечания.....	62
1.9.2. Палеомагнетизм красноцветных формаций.....	63
1.9.3. Палеомагнетизм сульфидсодержащих морских формаций.....	67
1.9.4. Эпигенетические изменения минералов железа и их влияние на естественную остаточную намагниченность.....	70

Глава 2. Общие вопросы магнитостратиграфии

2.1. Основные положения и определения.	73
2.2. Принципы построения палеомагнитной шкалы и ее модификации.	77
2.3. Основные принципы магнитостратиграфической систематики.	80
2.4. Палеомагнитные подразделения и их место в общей стратиграфической классификации.	85
2.5. Общие вопросы палеомагнитного картографирования.	87
2.6. Методические ошибки в магнитостратиграфии.	92
2.6.1. Игнорирование стратотипа.	92
2.6.2. Выделение ложных магнитозон.	93
2.6.3. Потеря интервала.	95
2.6.4. Неравномерная идентификация магнитозон с линейными аномалиями Ламонтской шкалы.	96
2.6.5. Идентификация магнитозон разного стратиграфического ранга.	97
2.6.6. Искажение структуры палеомагнитной шкалы.	99

Глава 3. Палеомагнитный метод в практической стратиграфии

3.1. Вводные замечания.	100
3.2. Региональные магнитостратиграфические схемы.	101
3.3. Палеомагнитный метод в геологической съемке.	102
3.3.1. Бассейны рек Сухоны и Устья.	105
3.3.2. Бассейн р. Мезени.	107
3.4. Решение конкретных стратиграфических задач методами палеомагнетизма.	108
3.4.1. Детализация основных стратиграфических подразделений.	109
3.4.2. Определение возраста пород.	110
3.4.3. Оценка устойчивости геологических границ 113	
3.4.4. Анализ полноты разрезов 117	
3.4.5. Магнитозоны как мера временного объема.	118
3.4.6. Магнитостратиграфические корреляции.	121
3.5. Стратиграфическая интерпретация численных петромагнитных характеристик.	134
3.5.1. Общие положения.	134
3.5.2. Литолого-магнитные модели.	137
Заключение.	156
Приложения.	158
<i>Библиографический список.</i>	168