

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ  
ФАНЕРОЗОЙСКИХ  
ОТЛОЖЕНИЙ  
ВОСТОКА  
И СЕВЕРО-ВОСТОКА  
АЗИИ**

**МАГАДАН  
1982**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ИНСТИТУТ

550.382

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ  
ФАНЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ВОСТОКА И СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

3883

Магадан, 1982



УДК 550.384 (32+33)

В сборнике публикуются результаты палеомагнитных исследований осадочных пород фанерозоя Северо-Востока Азии и глубоководных донных осадков Мирового океана.

Приведены результаты палеомагнитных стратиграфических исследований неогеновых отложений Южного Сахалина и Нижне-Алданской впадины (Якутия), построены схемы корреляции, проведено сопоставление с палеомагнитной шкалой. Изучены магнитные свойства триасовых, юрских отложений и конкреций. Определены состав железосодержащих минералов и природа остаточной намагниченности глубоководных осадков северной части Тихого океана. Проанализирован представительный материал по магнитной восприимчивости донных осадков глубоководных впадин и шельфов Тихого, Индийского и северной части Атлантического океанов.

Приведенные в сборнике материалы могут быть использованы при геологическом картировании и для межрегиональных стратиграфических построений.

Сборник рассчитан на геологов-стратиграфов, палеомагнитологов, океанологов, геологов-поисковиков.

Редакционная коллегия: Н. А. Шило (председатель) Л. И. Измайлов, Ю. Я. Ващилов,  
Т. И. Линькова, Н. Н. Ахламова

Ответственные редакторы  
Ю. Я. Ващилов, Т. И. Линькова

1932—002  
П — 1982(м) 014—82

© Северо-Восточный комплексный НИИ  
ДВНЦ АН СССР, 1982.

## ВВЕДЕНИЕ

### ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ АЗИИ

Развитие производительных сил и в связи с этим расширение минерально-сырьевой базы на Северо-Востоке СССР требуют постановки широких поисковых работ, основой которых являются надежно обоснованные и достаточно подробно расчлененные стратиграфические схемы. Для составления подобных схем в настоящее время привлекаются не только традиционные геологические методы, но и новые, физические, в частности, палеомагнитный.

В развитии палеомагнитных исследований на Северо-Востоке можно выделить три этапа. До 1969 г. проводились эпизодические палеомагнитные разработки. В это время были изучены кайнозойские осадочные породы Камчатки и Приморья. В итоге были выделены некоторые палеомагнитные зоны прямой и обратной полярности и сделана попытка их корреляции (М. А. Певзнер, В. В. Кочегура, 1963, 1969 гг.). Наиболее полной работой этого периода явилось исследование мезозойских осадочных пород Северо-Востока и Сахалина, выполненное Д. М. Печерским, в результате чего составлена сводная палеомагнитная колонка мезозоя.

В 1969 г. была организована первая на Северо-Востоке лаборатория палеомагнетизма (СВКНИИ ДВНЦ АН СССР), начавшая систематические исследования наиболее полных и детально стратиграфически расчлененных разрезов осадочных пород с целью составления опорных палеомагнитных разрезов Северо-Востока Азии. Были изучены отложения из ряда стратотипических и опорных разрезов Западной и Восточной Камчатки (Ф. С. Файнберг, Р. И. Ремизовский, Т. И. Линькова), построены схемы корреляции частных разрезов и сводный палеомагнитный разрез неогеновых отложений Камчатки. Начато изучение кайнозойских осадочных пород Сахалина, для чего были использованы не только естественные обнажения, но и керновый материал, полученный при глубоком структурном бурении (В. И. Ремизовский).

Комплекс методов, включающий и палеомагнитный метод, позволил провести корреляцию синхронных разрезов верхнеюрских-раннемеловых отложений о. Столбового. Были изучены магнитные свойства касситеритов и предпринята попытка установить связь между генезисом касситеритов и их магнитными свойствами (Н. В. Ложкина).

Задача построения опорных палеомагнитных разрезов потребовала комплексного подхода к изучению наиболее полных и палеонтологически хорошо охарактеризованных разрезов Северо-Востока. Для этого были развернуты совместные биостратиграфические (А. И. Афицкий, Ю. М. Бычков, М. Х. Гагиев, К. В. Симаков) и палеомагнитные исследования верхнетриасовых толщ (Н. В. Ложкина), а также пограничных отложений девона и карбона (Е. В. Колесов).

Помимо изучения палеомагнитных характеристик осадочных пород Северо-Востока Азии проводилось палеомагнитное исследование глубоководных донных осадков Мирового океана (Т. И. Линькова). Получены палеомагнитные характеристики отдельных станций и установлена их корреляция для Индийского, Тихого и Атлантического океанов, изучены осадочные породы Баренцева моря. Проведена работа по сопоставлению этапов развития органического мира (диатомей, силикофлагеллат и радиолярий) с режимом инверсий геомагнитного поля (В. В. Мухина, М. Г. Петрушевская, Г. Х. Казарина, Т. И. Линькова).

Изучены колонки донных осадков, полученные при глубоководном бурении с американского судна «Гломар Челенджер» (Т. И. Линькова, М. И. Райкевич).

С 1977 г., который можно считать началом нового (третьего) этапа в развитии магнито-стратиграфических исследований, в системе ДВНЦ и при производственно-геологических объединениях Северо-Востока Азии образуется ряд новых палеомагнитных лабораторий и групп. Дальнейшее расширение палеомагнитных исследований свидетельствует об их актуальности и практической ценности при проведении геологических работ.

В СВКНИИ продолжают работы по созданию опорных палеомагнитных разре-

зов для отдельных возрастных интервалов. Много внимания уделяется исследованиям неогеновых отложений Южного Сахалина. Построен опорный палеомагнитный разрез, составлена схема корреляции отложений Сахалина и Камчатки по палеомагнитным данным (В. И. Ремизовский). Начаты работы по изучению четвертичных отложений Северо-Востока и Якутии (П. С. Минюк, Г. Ю. Малахова). Построен сводный палеомагнитный разрез позднего триаса — ранней юры для Северо-Востока СССР (Н. В. Ложкина).

В то же время продолжают исследования глубоководных донных отложений Мирового океана (Т. И. Линькова, Г. Ю. Малахова, М. И. Малахов). Начаты работы по изучению петромагнитных свойств образцов, полученных драгированием морского дна (Т. И. Линькова, М. И. Райкевич). Предлагается теоретическая модель ориентационной намагниченности тонкодисперсных морских осадков и проводятся лабораторные эксперименты по ее проверке. Разрабатывается способ определения напряженности древнего геомагнитного поля для осадочных пород (М. И. Малахов).

В настоящем сборнике приводятся результаты научных исследований за последние годы. Обсуждается вопрос о наличии связи между этапами развития фауны и магнитными характеристиками пород на примере изучения магнитных свойств пород непрерывного разреза триасово-юрского возраста. На основании комплекса данных высказывается предположение о связи изменения в составе органического мира с регрессией моря. Рассматривается вопрос о возможности применения конкреций для палеомагнитных исследований и о влиянии вторичных изменений на сохранность магнитных свойств конкреций.

Изложены результаты детальных палеомагнитных исследований отложений стратотипа маруямской свиты (верхний миоцен — нижний плиоцен) разреза р. Малый Такой, на основании которых составлен его палеомагнитный разрез. Палеомагнитная характеристика отдельных пачек маруямской свиты используется при расчленении и корреляции разновозрастных образований. Приводятся результаты изучения ряда разрезов комплекса курасийско-маруямских отложений Анивского района (средний, верхний миоцен — плиоцен), выполнена корреляция и составлен сводный палеомагнитный разрез.

Изучены верхнекайнозойские отложения западной части Нижне-Алданской впадины. На основе минералогических, палинологических и палеомагнитных данных уточнен возраст намской свиты нижнего миоцена и плиоценовой песчаной толщи. Время формирования намской свиты сопоставляется с 19-й, 20-й и 21-й геомагнитными эпохами, песчаной толщи — с окончанием эпохи Гильберт — началом эпохи Гаусс.

Доказана палеомагнитная информативность донных осадков, отобранных в 23-м рейсе НИС «Дм. Менделеев». Метод переосаждения, температурные векторные диаграммы Зийдервилда и стабильность  $I_n$  к переменному магнитному полю показали, что в основном стабильная намагниченность является ориентационной. Вторичная намагниченность, кроме вязкой, состоит из небольшой части химической, обусловленной тонкодисперсным маггемитом. Предложен оптимальный вариант массовой чистки для выделения первичной компоненты.

В. И. Ремизовский

## КОРРЕЛЯЦИЯ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ (ЮЖНЫЙ САХАЛИН)

Для Южного Сахалина характерно наличие большого числа стратиграфически полных и доступных для изучения разрезов неогеновых отложений. Комплекс маруямских отложений развит в Анивском районе почти повсеместно и образует широкую полосу, которая, пересекая долину р. Лютоги, протягивается на юг вдоль восточных отрогов Таранайского хребта.

В 1975—1977 гг. нами опробовались и изучались отложения маруямской свиты в различных разрезах Анивского района. Были выбраны три наиболее полных разреза: по рр. Владимировке, Бачинской и разрез Береговой (восточный берег п-ова Крильон). В 1978—1979 гг. значительные части разрезов были заново опробованы с одновременной детализацией (рис. 1).

Общий объем коллекции составил: разрез р. Владимировки — 532, р. Бачинской — 765, Береговой — 431, итого 1728 ориентированных штуфов.

Из каждого штуфа выпиливалось от 2 до 5 образцов (кубики с длиной ребра 2,4 см). Обширный комплекс лабораторных исследований позволил построить частные палеомагнитные разрезы, составить схему корреляции и построить сводный палеомагнитный разрез маруямских отложений Анивского района.

В качестве стратиграфической основы принято пятичленное деление маруямской свиты по Л. С. Маргулису и В. О. Савицкому [2].

### Разрез р. Владимировки

На размытой поверхности холмских отложений со стратиграфическим и угловым несогласием залегает маруямская свита в неполном объеме. Разрез (снизу вверх) начинается с пачки III. Отложения представлены тонкослоистыми, зеленовато-серыми алевролитами с небольшими прослоями песчаника мелкозернистого. Алевролиты плотные, сравнительно прочные, с корочкой ожелезнения по трещинам до 2—4 мм. Мощность отложений 380 м.

Пачка IV маруямской свиты сложена более песчанистыми разностями. Песчаники мелко-среднезернистые, голубовато-серые, массивные или грубослоистые, очень слабо цементированные, часто содержат мелкую гальку и угловатые обломки кремнистых аргиллитов и алевролитов. Мощность песчаных прослоев достигает 10 и более метров. Прослой диатомитоподобных алевролитов сравнительно невелики. Алевролиты песчаные, голубовато-серые, массивные и цементированы заметно сильнее, чем песчаники. Мощность отдельных прослоев конгломератов не превышает 1 м. Отложения пачки IV содержат характерный комплекс двустворчатых моллюсков: *Fortipecten takahashii*, *Acila* (*Truncacila*) *cobboldiae*, *Pododesmus macroshisma* и др.\* Мощность пачки ~ 230 м.

\* Определения фауны выполнены В. О. Савицким.

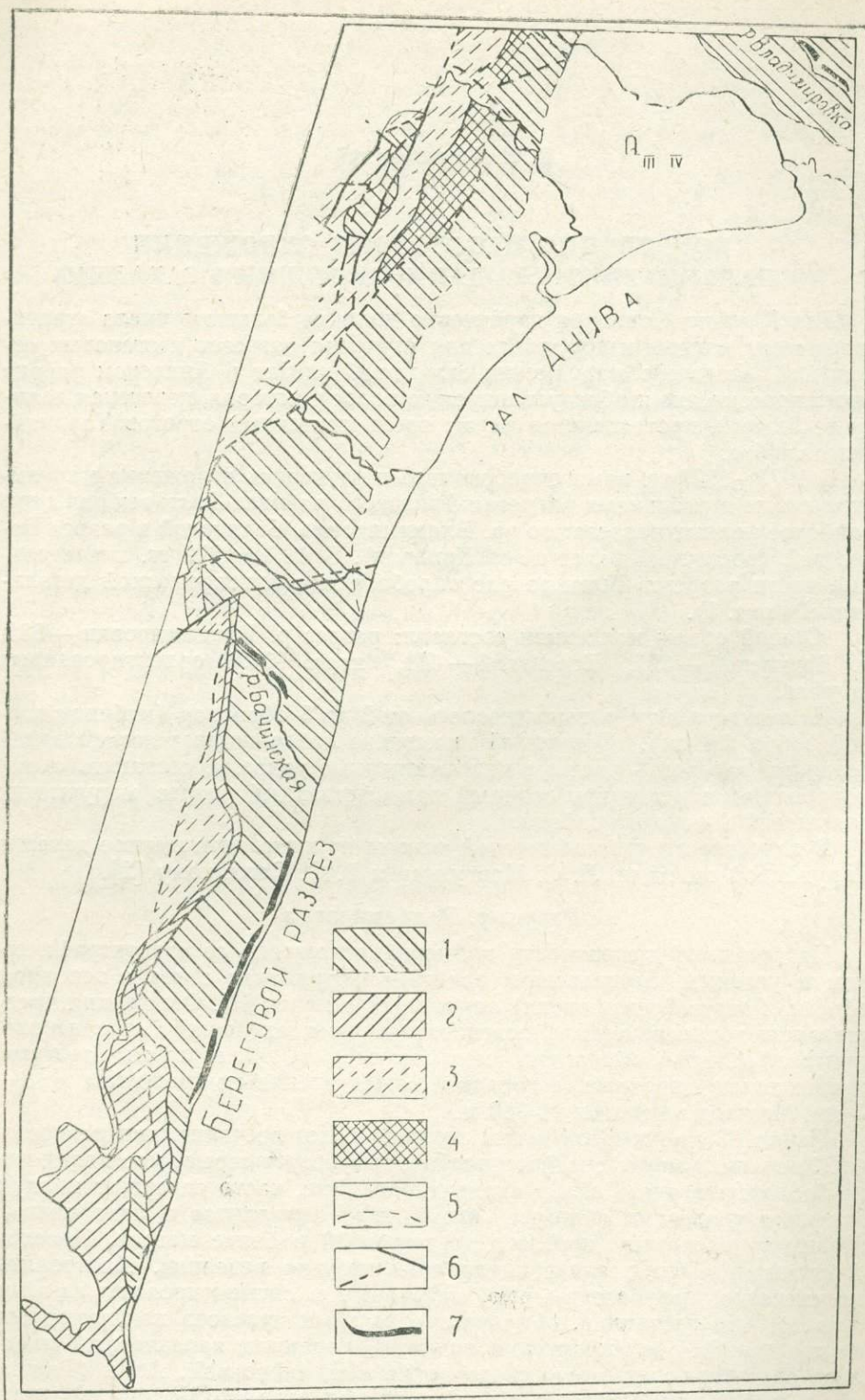


Рис. 1. Геологическая карта-схема района работ и места отбора образцов  
 1 — маруямская свита, 2 — курасийская свита, 3 — невельская свита, 4 — холмская свита, 5 — границы свит, 6 — разломы, 7 — места опробования

Пачка V верхнемаруямской подсвиты представлена переслаиванием лигнитов, конгломератов и глинистых алевролитов с преобладанием последних. Мощность отдельных прослоев конгломератов достигает 20 м, лигнитов — до 1 м. Алевролиты изменяются от сильно песчаных светлого-желтого цвета до сильно глинистых бежевого цвета. Встречаются и редкие прослои бежевых глин. Общая мощность отложений пачки V более 700 м.

Для всего разреза характерно моноклинальное залегание с крутыми углами падения в нижней части разреза (иногда запрокинутое). В верхней части разреза углы падения пород резко выволаживаются до 4—6°.

Отложения опробовались в среднем через каждые 5 м истинной мощности, в верхней части разреза имеется пять пропусков обнаженности, суммарная мощность которых составила 172 м. Коренные породы вскрываются в ложе реки. Ниже по течению, там, где вскрываются верхи разреза, ложе часто закрыто галечником, поэтому некоторые части пачки V остались неизученными.

Измерения магнитной восприимчивости, модуля вектора остаточной намагниченности и плотности пород показали большой разброс значений для различных литотипов. По магнитным и плотностным свойствам алевролиты и песчаники пачек III и V довольно близки (табл. 1). Глины пачки V характеризуются значительной величиной фактора Q. Иная картина в отложениях пачки IV маруямской свиты. Для алевролитов значение магнитной восприимчивости и намагниченности почти в 2 раза меньше, чем для песчаников. Обращает на себя внимание и более низкая плотность алевролитов. Очевидно, для осадков пачки IV характерен неоднородный состав носителей намагниченности в отличие от выше- и нижележащих отложений.

Временная чистка, которой была подвергнута контрольная группа образцов из всех пачек свиты, показала, что породы обладают большой магнитной вязкостью. Чистка не снимает нестабильной компоненты, а суммарный вектор  $\bar{I}_n$  после временной чистки показывает лишь способность породы к намагничиванию. Поэтому для выделения стабильной компоненты вектора естественной остаточной намагниченности (ЕОН) использовались другие виды чисток.

Чистке переменным магнитным полем (Н-чистка) был подвергнут 171 образец. Шаг чистки 50 Э. Но для ряда образцов начальное поле составляло 25 Э. На рис. 2 четко видны различия между образцами пачек маруямской свиты: чем моложе породы, тем больше их площади областей размагничивания. Особенно велики они для пород пачки V, что связано с увеличением глинистого материала в осадках. На рис. 2 показаны также и площади областей размагничивания по результатам термочистки, которой было подвергнуто 225 образцов. Образцы помещались в двойной пермаллоевый экран и прогревались в течение 3 часов при каждой заданной температуре. Шаг чистки 50°С.

Как для пород каждой пачки маруямской свиты, так и для прямо- и обратнонамагниченных осадков, площади областей размагничивания по результатам Н- и Т-чисток заметно отличаются.

Из различных частей разреза были выбраны образцы для переосаждения. Алевролиты и песчаники изученных пачек маруямской свиты отличаются слабой степенью литификации. Для того, чтобы уменьшить электростатическое слипание тонкодисперсных частиц, образцы размачивались в подогретой воде (температура 40—50°С). Однако это лишь частично уменьшало указанный эффект. Даже кипячение размоченного образца не избавляет от электростатического слипания частиц при переосаждении. Полностью этот эффект снимается лишь при переосажде-

Таблица I

Магнитные и плотностные свойства отложений маруямской свиты  
в разрезе р. Владимировки

Пачка	Глины				Алевриты				Песчаники			
	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Магнитная воспри- имчивость, ед. СГС.10 <sup>-6</sup>	Намагниченность, ед. СГС.10 <sup>-6</sup>	Фактор Q	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Магнитная воспри- имчивость, ед. СГС.10 <sup>-6</sup>	Намагниченность, ед. СГС.10 <sup>-6</sup>	Фактор Q	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Магнитная воспри- имчивость, ед. СГС.10 <sup>-6</sup>	Намагниченность, ед. СГС.10 <sup>-6</sup>	Фактор Q
V	1,73	12,8	5,17	0,81	1,82	11,1	3,39	0,61	1,76	16,5	1,76	0,51
IV	—	—	—	—	1,68	9,7	1,01	0,21	1,81	18,4	1,81	0,34
III	—	—	—	—	1,72	10,6	2,16	0,41	1,77	12,2	1,77	0,43

нии осадков в подогретой до 60—80°C воде [1].

Размоченный образец протирался через систему сит (диаметр наименьшей ячейки 0,25 мм). Уплотнение осадка наступало через 7—10 дней. Искусственного уплотнения не проводилось.

Коэффициенты переосаждения для песчаников и алевритов пачек

III и IV маруямской свиты оказались близкими к 1 (колебания от 0,7 до 1,4). Следовательно, первичная намагниченность изучаемых осадков имеет ориентационный характер, и время ее образования синхронно времени формирования отложений.

Для глинистых алевролитов и глин V пачки коэффициент пересаживания больше двух. Если же учесть эффект электростатического слипа-

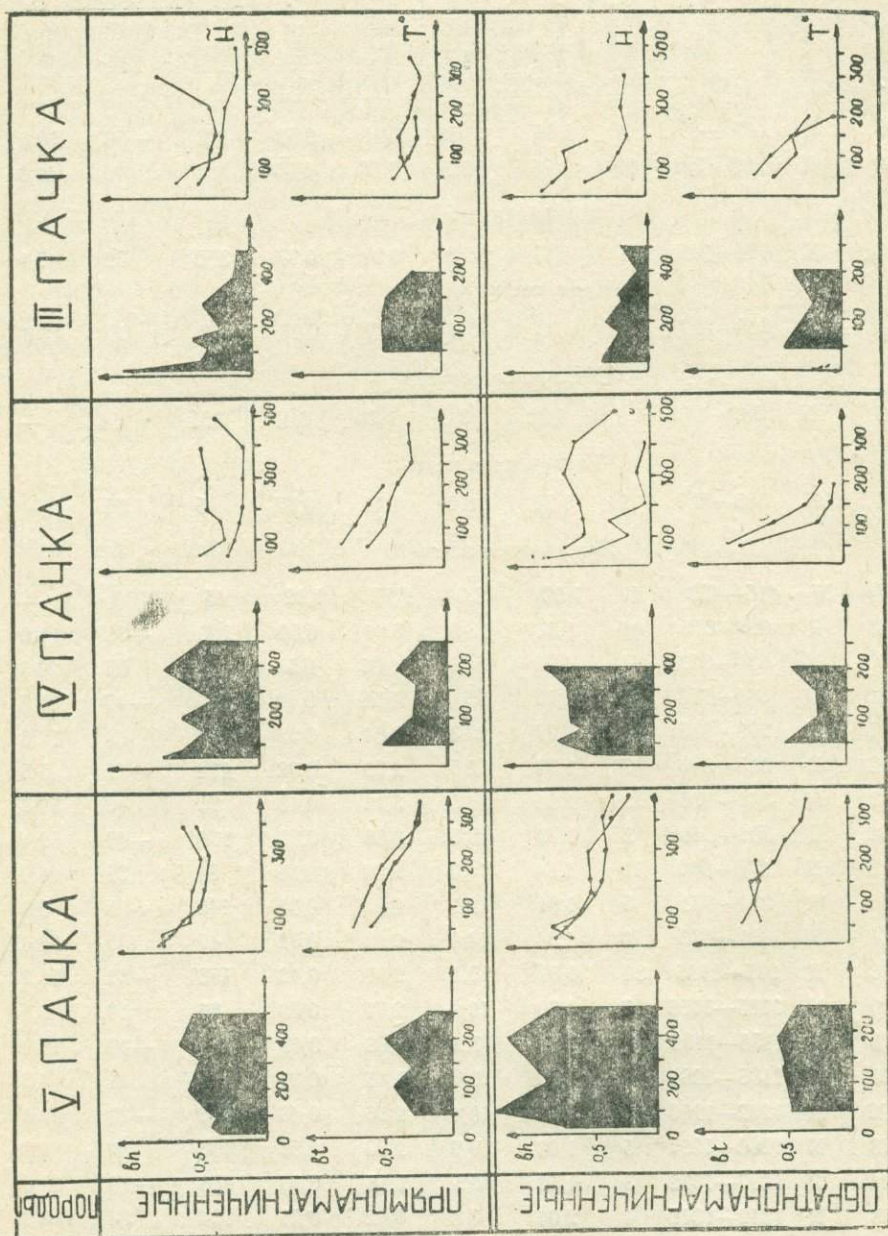


Рис. 2. Характерные кривые и площади областей H- и T<sup>0</sup>-размагничивания образцов разреза р. Владимировки

ния тонкодисперсных частиц, то, вероятно, значения коэффициента будут находиться в интервале 1,8—7,7, что может свидетельствовать о частичном химическом подмагничивании осадков [1]. Этот вывод подтверждается также увеличением площади областей размагничивания по

Таблица 2

Магнитные и палеомагнитные характеристики  
отложений маруямской свиты разреза р. Владимировки

Палеомагнитная зона	Полярность	Интервал, м	Количество образцов	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Магнитная восприимчивость, ед. СГС · 10 <sup>-6</sup>	Намагниченность, ед. СГС · 10 <sup>-9</sup>	Фактор Q	Среднее направление вектора I <sub>n</sub>		
								скло- ние, D <sub>др</sub>	накло- ние, J <sub>др</sub>	куч- ность, K
B-1	R	65—85	2	1,85	13,5	3,91	0,58	173	—56	18,6
B-2	N	85—158	15	1,75	12,1	3,38	0,56	4	63	42,0
Неизученная часть										
B-3	N	194—210	4	1,61	10,3	2,91	0,57	320	52	7,1
Неизученная часть										
B-4	N	245—297	9	1,73	16,8	8,22	0,98	7	68	43,8
Неизученная часть										
B-5	N	332—340	1	1,36	7,0	1,70	0,49	321	54	—
Неизученная часть										
B-6	N	380—390	1	1,71	6,0	1,11	0,37	5	55	—
Неизученная часть										
B-7	N	416—423	1	1,62	5,0	2,79	1,12	45	53	—
B-8	R	423—615	44	1,81	13,3	3,94	0,59	200	—58	11,0
B-9	N	615—759	31	1,79	14,8	4,06	0,55	46	56	20,9
B-10	R	759—773	3	1,87	23,0	4,55	0,40	200	—47	35,5
B-11	N	773—815	9	1,77	22,3	2,84	0,25	63	48	12,8
B-12	R	815—840	7	1,79	12,5	2,00	0,32	172	—55	5,5
B-13	N	840—856	3	1,91	14,8	3,18	0,43	71	40	12,5
B-14	R	856—868	2	1,79	15,0	6,86	0,91	176	—40	2,4
B-15	N	868—910	10	1,84	15,0	2,60	0,35	54	36	11,9
B-16	R	910—931	5	1,81	13,1	4,02	0,61	143	—26	5,5
B-17	N	931—975	9	1,84	14,0	2,23	0,32	47	55	38,3
B-18	R	975—1125	34	1,81	10,1	2,01	0,40	156	—52	54,2
B-19	N	1125—1156	7	1,79	10,9	2,71	0,50	86	19	6,1
B-20	R	1156—1185	7	1,74	7,9	1,93	0,49	157	—40	10,2
B-21	N	1185—1202	4	1,69	9,0	1,41	0,31	42	41	4,6
B-22	R	1202—1280	23	1,75	9,4	2,16	0,46	142	—39	22,4
B-23	N	1280—1297	5	1,83	9,2	2,33	0,51	106	39	6,9
B-24	R	1297—1312	3	1,82	6,5	1,18	0,36	158	—29	68,5
B-25	N	1312—1319	4	2,04	8,8	0,92	0,21	134	34	6,3
B-26	R	1319—1324	1	1,95	13,0	0,98	0,15	204	—50	—
Переходные слои	—	—	5	2,03	9,6	0,80	—	—	—	—
Холмская свита	—	—	7	2,31	11,3	3,14	—	—	—	—

результатам Н-чистки пород V пачки по сравнению с нижележащими отложениями; породы V пачки маруямской свиты находятся, вероятно, на стадии раннего эпигенеза, что объясняется характером и степенью преобразованности пород, а также наличием в них лигнитов. Отложения маруямской свиты в этом разрезе характеризуются пестротой и большим количеством аутигенных минералов (сообщение ПГО «Севостгеология», № 123).

Таким образом, не вызывает сомнения ориентационный характер первичной намагниченности осадков маруямской свиты.

В результате лабораторных исследований выделялась стабильная часть вектора ЕОН, которая принималась за первичную остаточную намагниченность изучаемых отложений.

Вычисленные направления векторов намагниченности позволили установить наличие палеомагнитных зон прямой и обратной полярности (табл. 2, рис. 3). Выделяется 15 зон прямой полярности (N-зоны), 11 зон обратной полярности (R-зоны), фиксируется 20 инверсий древнего геомагнитного поля. Палеомагнитные зоны в разрезе р. Владимировки устанавливались по изменению направления векторов первичной намагниченности отложений (склонение D и наклонение J) и выделялись по трем и более образцам (см. рис. 3), за исключением палеомагнитной зоны обратной полярности В-14 (2 точки опробования). Изучение табл. 2 позволяет сделать следующие выводы:

1. Плотность пород по разрезу р. Владимировки отличается большой однородностью, разница между единичными максимальными и минимальными значениями составляет  $0,43 \text{ г/см}^3$ . Тем не менее в интервале 1 156—1 280 м разреза выделяется плотностной минимум (пачка III маруямской свиты).

2. В интервале 759—815 м отмечается повышение магнитной восприимчивости в два раза по сравнению с общим фоном всего разреза ( $11,8 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС). Слон эти лежат непосредственно под слоями с фауной *Fortipecten takahashii* (745—752 м).

3. Величина вектора ЕОН в среднем по разрезу равна  $3,0 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. В интервале 245—297 м отмечается повышение намагниченности пород по сравнению со средним фоном в 2,7 раза.

4. Значение фактора Q по разрезу меняется от 0,15 до 1,12, средний фон по разрезу — 0,47. В интервале 245—297 м фактор Q равен 0,98.

5. Абсолютная величина разности склонений разнополярных зон ( $|D_N - D_R|$ ) в верхней части разреза близка к  $180^\circ$  (в интервале 65—815 м, зоны В-1—В-11). В этом же интервале достаточно велики абсолютные значения наклонов (47—68°). Ниже по разрезу наблюдается

Таблица 3

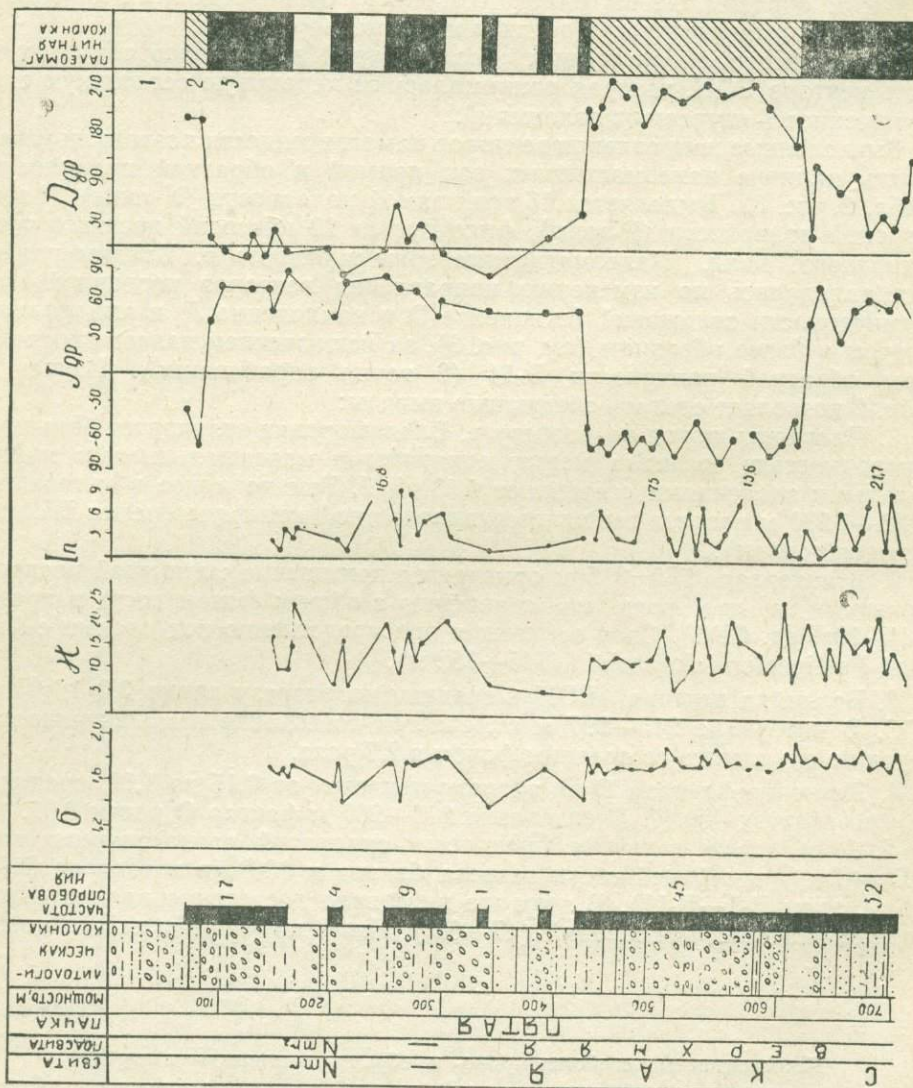
Петромагнитные свойства прямо- и обратномагнитных пород

Петромагнитные характеристики пород	Прямомагнитные породы	Обратномагнитные породы	В среднем по разрезу
Магнитная восприимчивость, ед. СГС $\cdot 10^{-6}$	12,1	11,5	11,8
$ I_n $ , ед. СГС $\cdot 10^{-6}$	3,09	2,91	3,00
Фактор Q	0,45	0,49	0,47
Плотность, $\text{г/см}^3$	1,70	1,80	1,75
Количество образцов	126	131	257

уменьшение как величины  $|D_N - D_R|$ , так и абсолютной величины наклонений.

Как видно из табл. 3, различия приведенных характеристик между прямо- и обратномагнитными породами находятся в пределах ошибок измерений.

По характеру преимущественного намагничивания весь разрез делится на 4 интервала: 1) 85—423 м — преимущественно прямая полярность;



2) 423—615 м — обратная полярность; 3) 615—975 м — преимущественно прямая полярность; 4) 975—1324 м — преимущественно обратная полярность.

Таким образом, в разрезе р. Владимировки породы пачки III маруямской свиты намагничены преимущественно отрицательно, а пачки IV — преимущественно положительно. Пограничная между пачками IV и V большая магнитозона прямой полярности (В-9) содержит в нижней части слои с *Fortipecten takahashii*.

## Разрез р. Бачинской

В 60 км к югу от р. Владимировки на п-ове Крыльон детально опробован разрез р. Бачинской. В небольшой синклинали, которую сечет в отрогах Таранайского хребта р. Бачинская, вскрыт полный разрез маруямской свиты и подстилающие ее слои курасийской свиты (см. рис. 1).

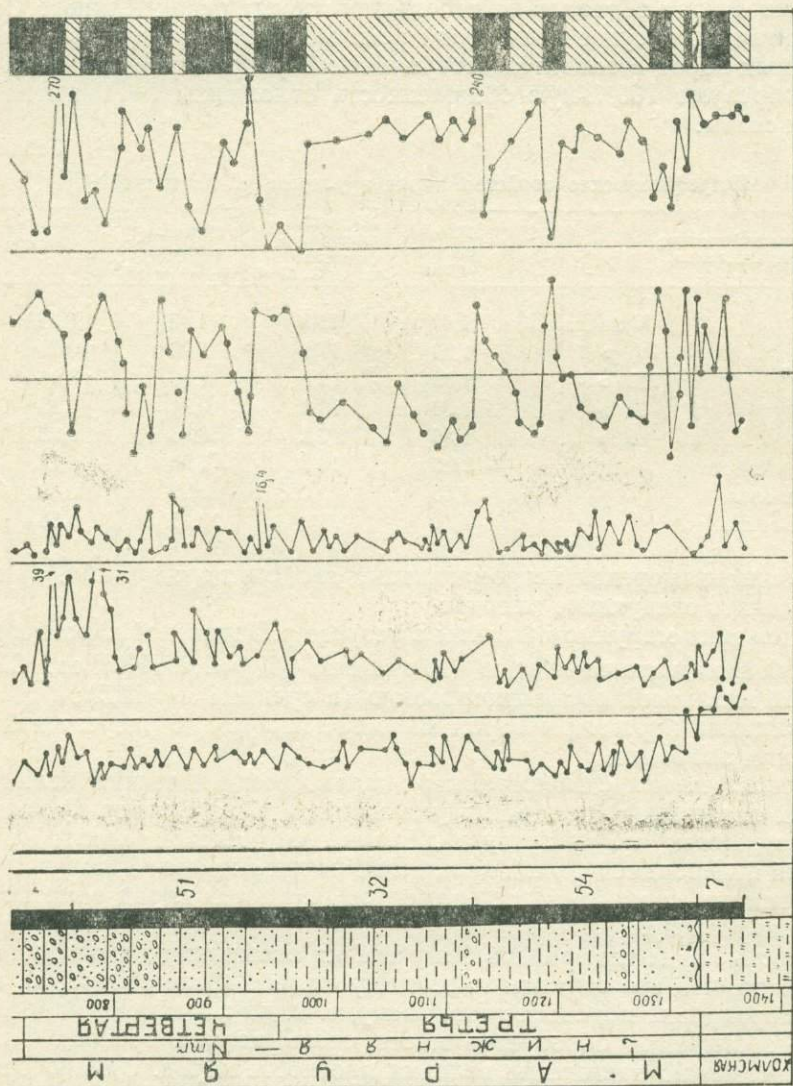


Рис. 3. Палеомагнитный разрез отложенной маруямской свиты (р. Владимировка). Условные обозначения см. на рис. 5

На размытой поверхности невельской свиты без видимого углового несогласия залегает верхняя подсвита курасийской свиты, непосредственный контакт между ними закрыт (0,5—0,7 м). Она представлена песчаниками и кремнистыми алевролитами. Песчаники разнозернистые голубовато-серые, слоистые, довольно прочные, отдельные прослои песчаников обогащены кремнистой и кварцевой галькой. Алевролиты кремнистые, темные, зеленовато-серые с коричневатым оттенком, слоистые, прочные, при разрушении образуют копьевидную щебенку.

Выше по разрезу кремнистые алевролиты курасийской свиты сменяются алевролитами пачки I маруямской свиты, зеленовато-серыми, относительно слабыми, не кремнистыми. Маруямская свита в разрезе р. Бачинской расчленяется на пять пачек: I — алевритовая (мощность ~ 300 м), II — алевролитопесчаная (~ 300 м), III — тонкослоистых глинистых пород (~ 200 м), IV — преимущественно песчаная (~ 500 м), пачка V представлена лагунно-континентальными отложениями (~ 100 м).

Условия отбора образцов на небольших горных реках Южного Сахалина идентичны. В сухое время года реки мелеют и прирусловые выходы коренных пород становятся доступными. В разрезе р. Бачинской эти выходы образуют 100%-ную обнаженность отложений I—IV пачек маруямской свиты.

Таблица 4

Петрофизические свойства пород в разрезе р. Бачинской

Стратиграфические подразделения	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Магнитная восприимчивость, ед. СГС. 10 <sup>-6</sup>	Намагниченность, ед. СГС. 10 <sup>-6</sup>	Фактор Q	
Маруямская свита	V пачка	1,42	13,3	1,45	0,32
	IV »	1,72	17,2	1,75	0,20
	III »	1,69	12,8	1,67	0,26
	II »	1,70	10,0	0,74	0,15
	I »	1,56	7,2	0,63	0,18
Курасийская свита	1,93	13,3	1,28	0,17	
Переходные слои	1,68	14,2	3,57	0,49	
Невельская свита	1,82	29,9	20,25	1,35	

Первичные измерения петромагнитных свойств пород (табл. 4) позволили сделать следующие выводы:

1. Отложения маруямской свиты в разрезе р. Бачинской характеризуются слабой намагниченностью (в среднем  $|\bar{I}_n| = 1,27 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС), небольшой магнитной восприимчивостью (в среднем  $\kappa = 12,5$ );

2. Магнитные параметры пород мало изменяются по разрезу и близки к средним значениям;

3. В соответствии с монотонным характером изменения величины магнитной восприимчивости и модуля вектора ЕОН фактор Q практически не меняется по разрезу и для всей маруямской свиты близок к 0,20, для флишовой толщи невельской свиты он равен 1,35;

4. В отличие от магнитных параметров плотность пород заметно изменяется по разрезу.

Плотность пород измерялась без учета их насыщенности влагой. Несмотря на то, что все образцы парафинировались после отбора, за время транспортировки породы теряли влагу, т. к. на парафиновой оболочке после застывания образуется масса очень мелких трещин. Таким образом, возможно занижение величин плотности пород. Однако ошибка эта систематическая и поэтому не искажает характер изменения плотности по разрезу.

Временная чистка образцов проводилась в течение 20 дней и дала следующие результаты: величина модуля вектора ЕОН прямонамагниченных образцов уменьшалась в среднем на 37, а обратнонамагниченных — увеличивалась в среднем на 33% от первоначального значения; разность между максимальным и минимальным значениями для отдельных образцов практически одного порядка с исходной величиной вектора ЕОН (~ 84%), поэтому временная чистка только группы образцов дает верное представление о величине вязкой составляющей.

Чистке переменным магнитным полем подвергнуто 433 образца. Получены следующие результаты:

1. При Н-чистке образцов маруямской свиты р. Бачинской кривые размагничивания прямо- и обратномагнитных пород почти не различаются.

2. Оптимальная амплитуда переменного магнитного поля для снятия мягких компонент вектора  $I_n$  равна 100—150 Э.

3. Величина остающейся после чистки части вектора  $I_n$  составляет 37% его первоначальной величины как для прямо-, так и для обратномагнитных пород.

4. Изменения наклонения вектора  $I_n$  в результате инверсии геомагнитного поля полнее отражают инверсионный переход, чем изменения склонения (табл. 5).

Таблица 5

Магнитные и палеомагнитные характеристики отложений маруямской свиты разреза р. Бачинской

Палеомагнитная зона	Полярность	Интервал, м	Количество образцов	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Магнитная восприимчивость, ед. СГС. 10 <sup>-9</sup>	Намагниченность, ед. СГС. 10 <sup>-9</sup>	Фактор Q	Среднее направление вектора $I_n$		
								склонение, D др	наклонение, J др	кучность, K
БЧ-1	N	0—2,5	4	—	15,3	1,19	0,16	35	64	21,2
БЧ-2	R	2,5—7,5	3	—	15,0	1,34	0,18	102	—85	1,2
БЧ-3	N	7,5—26,5	12	—	13,6	1,25	0,18	13	61	27,9
БЧ-4	R	26,5—38,5	18	1,35	12,2	1,99	0,33	191	—54	68,8
БЧ-5	N	38,5—43	4	—	16,3	1,29	0,16	121	61	32,5
Неизученная часть										
БЧ-6	R	62—83	6	1,64	10,9	0,57	0,10	223	—52	5,3
БЧ-7	N	83—185	22	1,66	23,9	2,35	0,20	15	52	9,8
БЧ-8	R	185—194	5	1,80	24,5	3,16	0,26	221	—15	4,6
БЧ-9	N	194—383	67	1,72	16,4	1,71	0,21	45	51	10,0
БЧ-10	R	383—400	5	1,75	15,5	1,23	0,16	109	—61	5,0
БЧ-11	N	400—450	15	1,72	16,1	1,59	0,20	82	33	10,9
БЧ-12	R	450—495	14	1,76	13,7	1,65	0,24	123	—24	18,1
БЧ-13	N	495—521	7	1,82	15,7	1,33	0,17	32	62	6,0
БЧ-14	R	521—570	14	1,71	13,6	1,19	0,17	140	—25	10,0
БЧ-15	N	570—580	3	—	13,3	0,92	0,14	42	36	8,1
БЧ-16	R	580—602	7	1,77	13,0	1,38	0,21	119	—38	17,1
БЧ-17	N	602—610	2	—	15,0	1,37	0,18	62	66	4,8
БЧ-18	R	610—748	43	1,68	12,6	1,78	0,28	163	—53	14,9
БЧ-19	N	748—793	12	1,53	9,8	0,84	0,17	78	40	5,7
БЧ-20	R	793—820	8	1,71	9,6	0,84	0,18	140	—29	41,5
БЧ-21	N	820—832	5	—	10,6	0,47	0,09	348	46	2,4
БЧ-22	R	832—844	4	1,62	8,0	0,69	0,17	152	—22	3,5
БЧ-23	N	844—865	6	1,80	10,6	0,67	0,13	67	52	16,6
БЧ-24	R	865—879	9	1,81	9,3	0,94	0,20	148	—37	23,3
БЧ-25	N	879—890	4	—	12,3	0,68	0,11	41	49	3,1
БЧ-26	R	890—967	21	1,72	9,7	0,67	0,14	136	—35	10,7
БЧ-27	N	967—1016	15	1,72	10,6	0,72	0,14	67	39	10,6
БЧ-28	R	1016—1060	14	1,72	9,2	0,79	0,17	139	—36	12,2
БЧ-29	N	1060—1093	8	1,65	8,8	0,53	0,12	29	50	4,4
БЧ-30	R	1093—1116	6	1,52	7,2	0,51	0,14	89	—29	11,8

Палеомагнитная зона	Полярность	Интервал, м	Количество образцов	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Магнитная восприимчивость, ед. СГС·10 <sup>-6</sup>	Намагниченность, ед. СГС·10 <sup>-6</sup>	Фактор Q	Среднее направление вектора I <sub>n</sub>		
								склонение, D <sub>др</sub>	наклонение, J <sub>др</sub>	кучность, K
БЧ-31	N	1116—1125	2	—	8,0	0,47	0,12	41	40	37,4
БЧ-32	R	1125—1162	15	1,35	6,0	0,60	0,20	137	—44	10,6
БЧ-33	N	1162—1180	9	1,49	6,6	0,47	0,14	355	63	15,9
БЧ-34	R	1180—1189	3	1,47	5,3	0,47	0,18	141	—30	4,8
БЧ-35	N	1189—1206	5	1,42	7,5	0,70	0,19	52	24	4,3
БЧ-36	R	1206—1225	5	1,47	6,6	0,93	0,28	106	—38	5,2
БЧ-37	N	1225—1238	4	1,57	7,5	0,93	0,25	88	18	12,9
БЧ-38	R	1238—1271	10	1,61	6,2	0,65	0,21	106	—23	11,7
БЧ-39	N	1271—1286	4	1,85	6,2	0,40	0,13	67	23	24,9
БЧ-40	R	1286—1299	4	1,80	7,8	0,52	0,13	104	—34	9,1
БЧ-41	N	1299—1353	18	1,95	8,8	0,53	0,12	69	34	13,8
БЧ-42	R	1353—1386	12	1,93	19,7	1,81	0,18	106	—34	15,3
БЧ-43	N	1386—1392	1	1,65	19,0	8,40	0,88	86	48	—
Переходные слои Невельская свита		1393—1400	6	1,68	14,2	3,47	0,49	—	—	—
		1400—1420	20	1,82	29,9	20,25	1,35	—	—	—

Температурной чистке было подвергнуто 150 образцов из всех пачек маруямской свиты. У незначительной части образцов минералогические изменения в результате прогрева при свободном доступе атмосферного кислорода начинаются со 150°C, у большинства образцов — с 250—300°C. Наличие минералогических преобразований устанавливалось по изменению магнитной восприимчивости. Интервал оптимальных температур термочистки образцов составляет 50—150°C. При наличии химического подмагничивания термочистка эффективнее Н-чистки (например, для пород пачки V маруямской свиты). Если вектор ЕОН имеет двухкомпонентный состав (ориентационная и релаксационная намагниченности), лучше использовать Н-чистку.

Комплекс лабораторных исследований позволил выделить в разрезе р. Бачинской слои прямо- и обратномагнитных пород. Палеомагнитные зоны обозначены сверху вниз по разрезу — БЧ-1—БЧ-43 (см. табл. 5).

В разрезе р. Бачинской выделяется 22 зоны прямой полярности и 21 — обратной, зафиксирована 41 инверсия древнего геомагнитного поля. Все палеомагнитные зоны выделялись по трем и более образцам, за исключением зон БЧ-17 и БЧ-31, которые выделены по двум образцам.

Для разнополярных зон по всему разрезу характерны сближенные значения средних склонений векторов первичной намагниченности. Разница  $|D_N - D_R|$ , как правило, близка к 100°, что, видимо, связано с крутыми углами падения пород и их большой магнитной вязкостью [3].

Как видно из табл. 5, для всего разреза маруямской свиты характерна монотонность изменения магнитных параметров. Несколько выделяется интервал 83—194 м (кровля пачки IV) по величине магнитной восприимчивости и величине намагниченности (соответственно в 2 и 2,5 раза выше среднего фона). Подстилающие маруямскую свиту отложения кураийской свиты отличаются значительным увеличением магнитной восприимчивости и намагниченности пород.

В отличие от принятой методики построения разрезов палеомагнитные зоны маруямских отложений разреза р. Бачинской указаны непосредственно на схематической геологической карте (рис. 4). Использовать подобный способ построения позволяет полнота разреза и его 100%-ная обнаженность. При этом важен монотонный характер элементов залегания отложений. Почти весь разрез маруямской свиты имеет углы падения, близкие к 80—90°. Только начиная с верхов пачки IV происходит резкое выполаживание. Поэтому палеомагнитные зоны БЧ-8 — БЧ-6 несколько растянуты по схеме.

На рис. 5 показана верхняя часть палеомагнитного разреза (первое высокое обнажение ниже устья руч. Березка). Осадки пачки V маруямской свиты накапливались в условиях мелководья, образуя континентально-лагунные фации. Скорости осадконакопления резко уменьшились по сравнению с временем формирования нижележащих отложений. Палеомагнитная зона БЧ-3 дана в расщепленном варианте, хотя промежуточная зона и выделена по одному образцу.

Особенности геологического разреза р. Бачинской позволили использовать метод складок для проверки стабильности первичной остаточной намагниченности [4]. Были выбраны слои с *Fortipecten takahashii*, которые четко прослеживаются на различных крыльях синклинали и антиклинали складок (обнажения 69, 90, 98, 99).

Таблица 6

• Результаты вычислений по методу складок

Номер обнажения	Элементы залегания пород		Направление вектора $I_n$			
	азимут падения	угол падения	$D_c$	$J_c$	$D_{др}$	$J_{др}$
99	80°	8°	2	71	20	67
			60	41	61	33
98	80°	7°	53	70	57	63
90	237°	8°	38	33	34	38
			342	58	57	37
			331	39	32	44
69	110°	56°	352	41	38	28
			348	43	40	32
			316	59	63	50

Примечание. Количество образцов — 9; кучность в древней системе координат  $K_1=22,601$ , в современной системе  $K_2=9,676$ .

Как видно из табл. 6, обнажения 99 и 98 лежат на одном, а 90 — на другом крыле антиклинали, обнажение 69 — на западном крыле синклинали. Вычисления показали, что величины склонений и наклонов векторов  $I_n$  как для разных крыльев одной складки, так и для разных складок дают близкие значения. Это свидетельствует о первичности выделяемой по результатам различных чисто стабильной части вектора  $I_n$ . Мера стабильности определяется по формуле:

$$S_2 = \frac{\sqrt{K_1}}{\sqrt{K_2} + \sqrt{K_1}}$$

В нашем случае стабильность изучаемых пород  $S_2=0,6$ , т. е. достаточно высокая. Характерно, что эти слои намагничены по направлению современного магнитного поля.



## Береговой разрез

Наиболее полный разрез верхнеэоценовых отложений находится в южной части Анивского района вдоль восточного побережья п-ова Крыльон. В абразионных уступах между устьями рр. Куры и Урюм вскры-

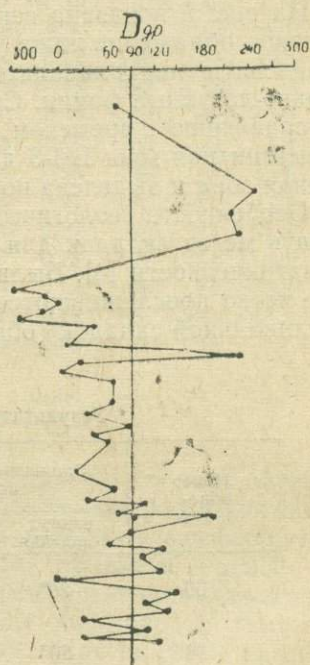


Рис. 4. Палеомагнитный разрез отложений разреза р. Бачинской. Т. о. — количество точек отбора, Р-80 — номер обнажения. Условные обозначения см. на рис. 5

ваются отложения курасийской и маруямской свит.

Породы здесь достаточно сильно изменены под действием химичес-



жений в разрезах рр. Владимировки и Бачинской (так, для пачки IV она составила 1,65, для V — 1,58 г/см<sup>3</sup>). Это скорее всего объясняется большей выветрелостью береговых обнажений. Как и для разреза р. Бачинской, для Берегового разреза характерны монотонность изменения плотности и наличие плотностного минимума отложений пачки I.

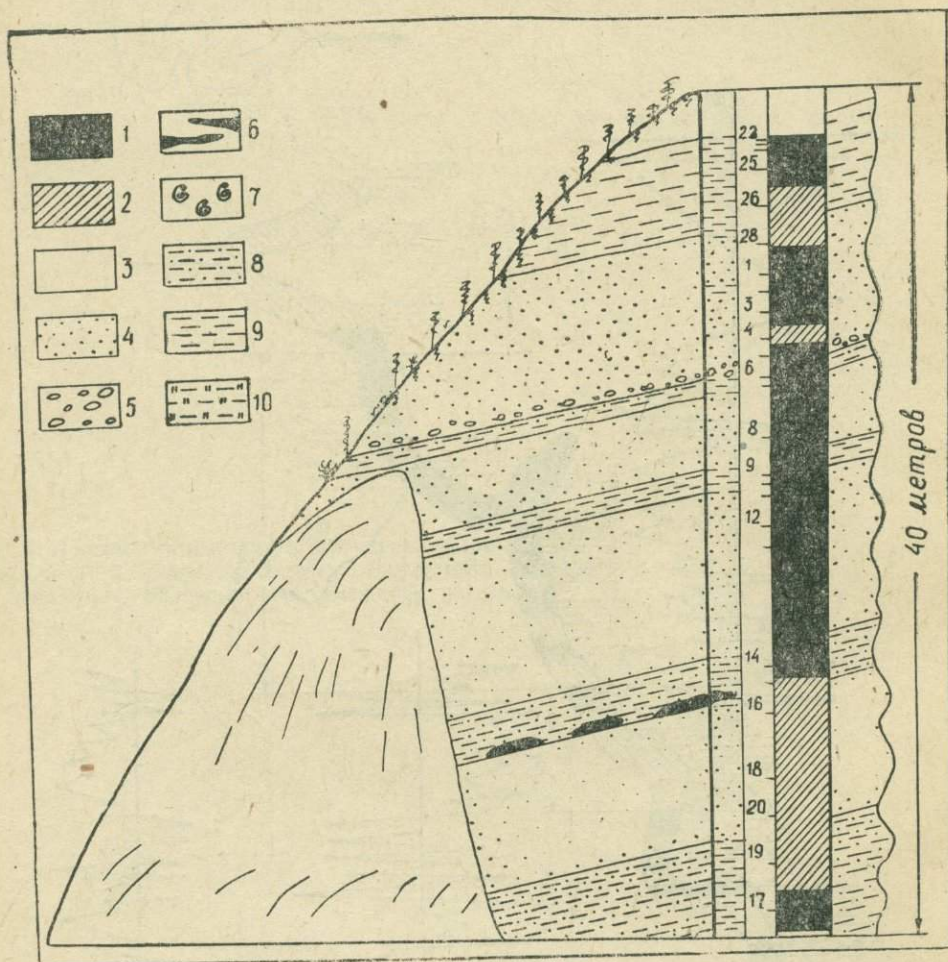


Рис. 5. Палеомагнитный разрез V пачки маруямской свиты (р. Бачинская, обн. P-80)

1 — прямая полярность, 2 — обратная полярность, 3 — неизученная часть разреза, 4 — пески, песчаники, 5 — галечники, 6 — лигниты, 7 — фауна, 8 — алевролиты, 9 — глины, аргиллиты, 10 — окременные аргиллиты

По магнитной восприимчивости маруямская свита в Береговом разрезе делится на три толщи: первая — в объеме пачки I ( $\chi = 0,7 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС), вторая — в объеме пачек II и III ( $\chi = 2,6 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС), третья — в объеме пачек IV и V ( $\chi = 11 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС). Намагниченность отложений пачки V сравнительно велика —  $9,6 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС (для пачки IV —  $2,09 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС). В целом по разрезу намагниченность меньше  $1 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. Величина фактора Q по всему разрезу близка к 0,35. Для пачки V она в среднем равна 1,78, что, по-видимому, связано с изменением состава ферромагнитной фракции вследствие привнесения вулканогенного материала.

По результатам комплекса лабораторных исследований в отложе-

Таблица 7

## Магнитные и палеомагнитные характеристики отложений маруямской свиты разреза Берегового

Палеомагнитная зона	Полярность	Интервал, м	Количество образцов	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Магнитная восприимчивость, ед. СГС · 10 <sup>-6</sup>	Намагниченность, ед. СГС · 10 <sup>-6</sup>	Фактор Q	Среднее направление векторов I <sub>n</sub>		
								склонение, D <sub>др</sub>	наклоение, J <sub>др</sub>	кучность, K
Б-1	N	0-55	15	1,56	9,0	2,60	0,58	9	61	26,2
Б-2	R	55-73	5	1,51	7,4	0,96	0,25	226	-35	8,2
Б-3	N	73-95	4	1,51	9,6	1,33	0,28	11	57	144,9
Б-4	R	95-149	16	1,63	12,6	19,83	3,15	189	-58	21,2
Б-5	N	149-248	26	1,66	11,9	1,99	0,33	7	61	26,2
Б-6	R	248-255	1	1,63	15,5	1,32	0,17	285	-62	—
Б-7	N	255-275	5	1,48	9,1	1,40	0,31	22	46	7,0
Б-8	R	275-282	3	1,57	12,8	4,02	0,63	155	-47	12,0
Б-9	N	282-429	29	1,64	15,2	3,15	0,41	13	61	24,6
Б-10	R	429-518	20	1,75	9,2	1,23	0,27	204	-44	9,3
Б-11	N	518-602	10	1,54	5,5	1,05	0,38	33	64	23,0

ниях курсийской и маруямской свит выделены слои прямой и обратной полярности. Палеомагнитные параметры наиболее детально изученных отложений IV и V пачек маруямской свиты приведены в таблице 7. Как видно из таблицы, резко выделяется по намагниченности пород и величине фактора Q магнитозона обратной полярности Б-4. Отдельные прослои подстилающих слоев этой магнитозоны имеют особенно высокую намагниченность (например, у образцов Б-60  $|I_n| = 299 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС,

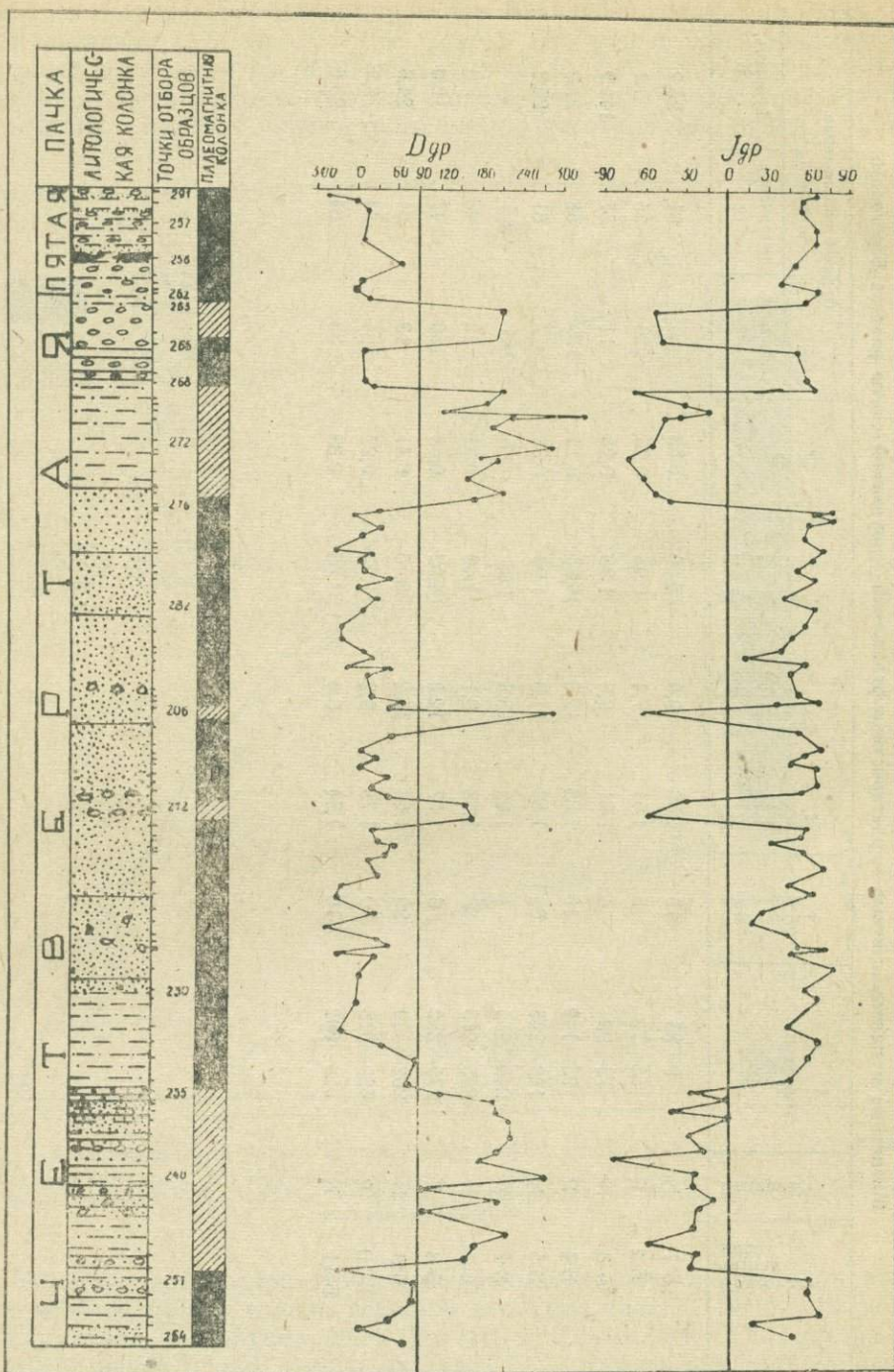


Рис. 6. Палеомагнитный разрез IV и V пачек маруямской свиты (восточное побережье п-ова Крильон). Условные обозначения см. на рис. 5

у Б-59  $|I_n| = 173 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС). Для этих же слоев характерна и очень высокая величина фактора Q.

Все палеомагнитные зоны выделены по трем и более образцам. На рис. 6 представлен палеомагнитный разрез отложений V и IV пачек маруямской свиты.

Так как детально изучена только верхняя часть разреза маруямской свиты, сделать вывод о характере преимущественного намагничивания отдельных пачек в Береговом разрезе нельзя. Слои с *Fortipecten takahashii* приурочены к самым верхам магнитозоны прямой полярности Б-5.

### Сводный палеомагнитный разрез комплекса маруямских отложений Анивского района

Корреляция палеомагнитных разрезов проведена с учетом литобio-стратиграфических данных.

Курасийская свита в сравнительно полном объеме представлена только в разрезе Береговом. Для отложений свиты характерна преимущественно прямая полярность (отношение N:R по мощности равно 2:1).

Корреляция палеомагнитных разрезов маруямской свиты близка к корреляции этих же разрезов по литологическим и палеонтологическим данным и тем не менее вносит в нее определенные коррективы. Так, например, в низах разреза р. Владимировки вскрыты слои, которые коррелируются с верхами пачки II маруямской свиты в разрезе р. Бачинской. По литобioстратиграфическим данным эти слои относятся к пачке III.

Сводный палеомагнитный разрез составлен на основе максимальных мощностей отдельных пачек в разных разрезах (I, II, III и большая часть пачки IV — из разреза р. Бачинской, V — р. Владимировки (рис. 7). Отношение суммарных мощностей прямонамагниченных и обратномагниченных зон (N:R) для пачки IV равно 2:1, для третьей — 1:3, для пачек II и I отношение N:R близко 1:1.

Пачка V маруямской свиты наиболее полно представлена в разрезе р. Владимировки. Однако палеомагнитный разрез этих отложений имеет ряд существенных пропусков, что объясняется отсутствием обнаженности. Это обстоятельство, безусловно, затруднит привязку сводного разреза к мировым палеомагнитным шкалам.

Таблица 8

Палеомагнитные полюса отложений маруямской свиты Анивского района

Пачка	Полярность	Количество образцов	$D_{cp}$	$J_{cp}$	K	$\Lambda$	$\Phi$	$\varphi_n$	$\alpha_{95}$	$\Theta_1$	$\Theta_2$
V	N	57	6	63	92	250	86	44	2,0	3,1	2,4
	R	36	189	-56	722	283	78	37	0,9	1,3	0,9
IV	N	248	40	55	30	237	58	36	1,7	2,6	1,7
	R	85	158	-42	7	7	62	24	6,3	7,7	4,8
III	R	77	160	-53	1370	20	70	34	0,4	0,6	0,4
II	N	62	72	44	11	225	30	26	5,8	7,2	4,5
	R	75	143	-36	119	24	50	20	1,5	1,8	1,0
I	N	32	45	46	28	244	50	27	4,9	6,2	4,0
	R	57	121	-36	22	44	36	20	4,1	4,7	2,8

В табл. 8 приведены координаты северного палеомагнитного полюса, вычисленные для различных пачек маруямской свиты. Как видно из таблицы, лишь в пачке V палеомагнитные полюса, вычисленные для N-

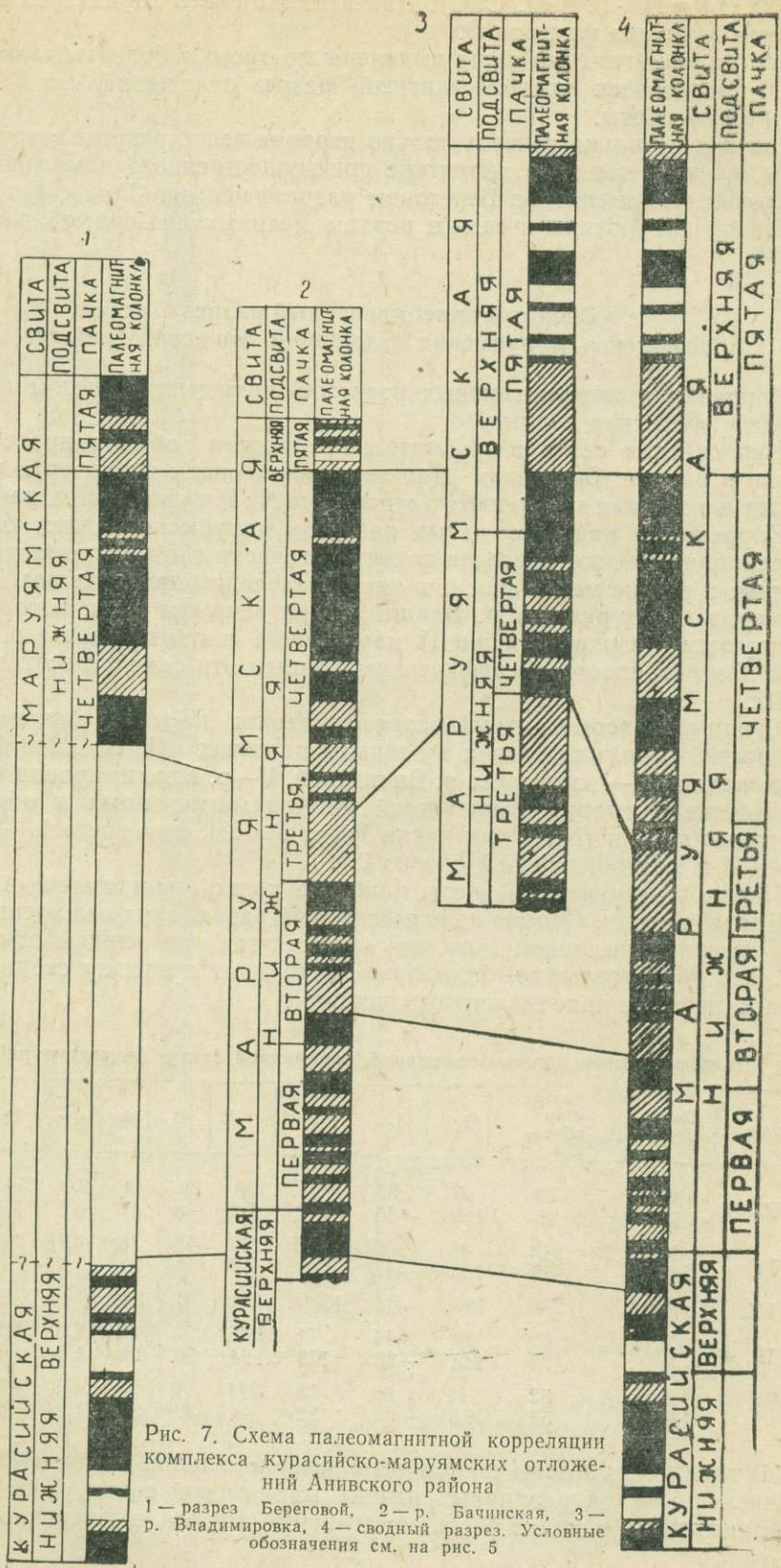


Рис. 7. Схема палеомагнитной корреляции комплекса курашско-маруямских отложений Анивского района

1 — разрез Береговой, 2 — р. Бачинская, 3 — р. Владимировка, 4 — сводный разрез. Условные обозначения см. на рис. 5

и R-зон, практически совпадают. Ниже по разрезу отмечается несовпадение долгот палеополюсов при сравнительно близких значениях их широт.

### Выводы

Отложения маруямской свиты Анивского района обладают первичной намагниченностью ориентационной природы.

ЕОН маруямской свиты имеет двухкомпонентный состав (ориентационная плюс вязкая составляющие). Исключение составляет лишь лигнитоносная V пачка свиты, породы которой имеют частичное химическое подмагничивание.

Разрезы рр. Владимировки и Бачинской, а также Береговой разрез расчленены на зоны прямой и обратной полярности.

Построена схема корреляции и сводный палеомагнитный разрез маруямской свиты Анивского района, который имеет ряд особенностей:

а) отложения пачек I и II характеризуются сравнительно равномерным чередованием зон прямой и обратной полярности с соотношением  $N:R \cong 1:1$ ;

б) для отложений пачки III характерна преимущественно обратная полярность;

в) для отложений пачки IV характерна преимущественно прямая полярность.

Сероцветные слабомагнитные осадочные отложения маруямской свиты пригодны для проведения палеомагнитно-стратиграфических исследований.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Багина О. Л. Метод переосаждения в вопросе о происхождении естественной остаточной намагниченности: Автореф. дис... канд. физ.-мат. наук. М., 1968. 15 с. В надзаг.: Моск. ун-т им. М. В. Ломоносова.

2. Маруямская свита Южного Сахалина (Анивский район)/В. О. Савицкий, Л. С. Маргулис, В. П. Болдырева и др.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 5, с. 65—77.

3. Ремизовский В. И. Палеомагнитно-стратиграфические исследования неогеновых отложений Макаровского района о. Сахалин.—В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия Востока и Северо-Востока Азии. Магадан, 1981, с. 28—53.

4. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 251 с.

## НАМАГНИЧЕННОСТЬ ПОРОД ТРИАСОВО-ЮРСКОГО ВОЗРАСТА В НЕПРЕРЫВНОМ РАЗРЕЗЕ ПО Р. КЕДОН

Единственным методом определения поведения геомагнитного поля в прошлом является изучение палеомагнитных характеристик осадочных и изверженных пород. Наибольший интерес представляют поиски палеомагнитных критериев для важных в геологическом отношении рубежей, к которым, в частности, относятся и границы систем, регистрирующие существенную перестройку органического мира.

С целью выявления палеомагнитных реперов на рубеже между триасовой и юрской системами автором настоящей статьи изучались магнитные свойства пород, слагающих непрерывный разрез по р. Кедон (Омолонский массив), сформировавшийся, по данным А. И. Афицкого, во временной интервал от позднего триаса до ранней юры.

Изученная толща мощностью около 160 м представлена морскими тонкозернистыми осадочными и осадочно-туфогенными породами поздне-триасового и раннеюрского возраста. Литологическая характеристика пород довольно однородна: аргиллиты, туфоаргиллиты, туфоалевролиты, а также мелкозернистые песчаники и туфопесчаники. Слои залегают моноклиinally и погружаются в северо-восточном направлении (азимут  $20-50^\circ$ ) под углами  $22-30^\circ$ . По всему разрезу в 172 точках последовательно отобраны ориентированные образцы с интервалом 1—2 м\*. На участке перехода от верхнетриасовых отложений к нижнеюрским расстояния между точками отбора сокращено до 0,2—0,5 м. Как правило, каждая точка, кроме основного штуфа, представлена еще и дублем.

При изучении ориентированных образцов горных пород использовалась стандартная лабораторная аппаратура: магнитометры (астати́ческий МА-21 и индукционный ИОН-1), капметр ИМВ-2, установки для магнитной и температурной чисток, термомагнитометр, электромагнит.

Палеомагнитные исследования выполнялись по стандартной методике, предусматривающей временную чистку всех образцов, размагничивание переменным магнитным полем (Н-чистка) и температурой.

При Н-чистке образцы размагничивались по осям. Максимальная амплитуда переменного магнитного поля составляла 400 Э.

В процессе температурной чистки образцы нагревались в печи, помещенной в кольца Гельмгольца. Интервал между соседними точками нагрева составлял  $50^\circ$ , максимальная температура нагрева —  $300^\circ\text{C}$ . Для минералогического контроля после каждого нагрева измерялась величина магнитной восприимчивости. Широкое изучение термомагнитных характеристик и параметров насыщения пород по разрезу позволило сделать заключение о составе ферромагнитной фракции.

По характеру распределения величины естественной остаточной намагниченности (ЕОН) весь разрез может быть условно разделен на три интервала. В интервале I мощностью около 60 м (верхнетриасовые от-

\* Отбор образцов проводился В. В. Юнкеровым.

ложения) и в интервале III мощностью около 50 м (нижнеюрские породы) величина ЕОН довольно однородна и невелика (до  $6-7 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС). В интервале II мощностью около 50 м, включающем кровлю верхнетриасовых отложений и подошву нижнеюрских пород, характер распределения величины  $I_n$  совершенно иной. Это четко отражается на гистограммах (рис. 1). В целом породы интервала II имеют

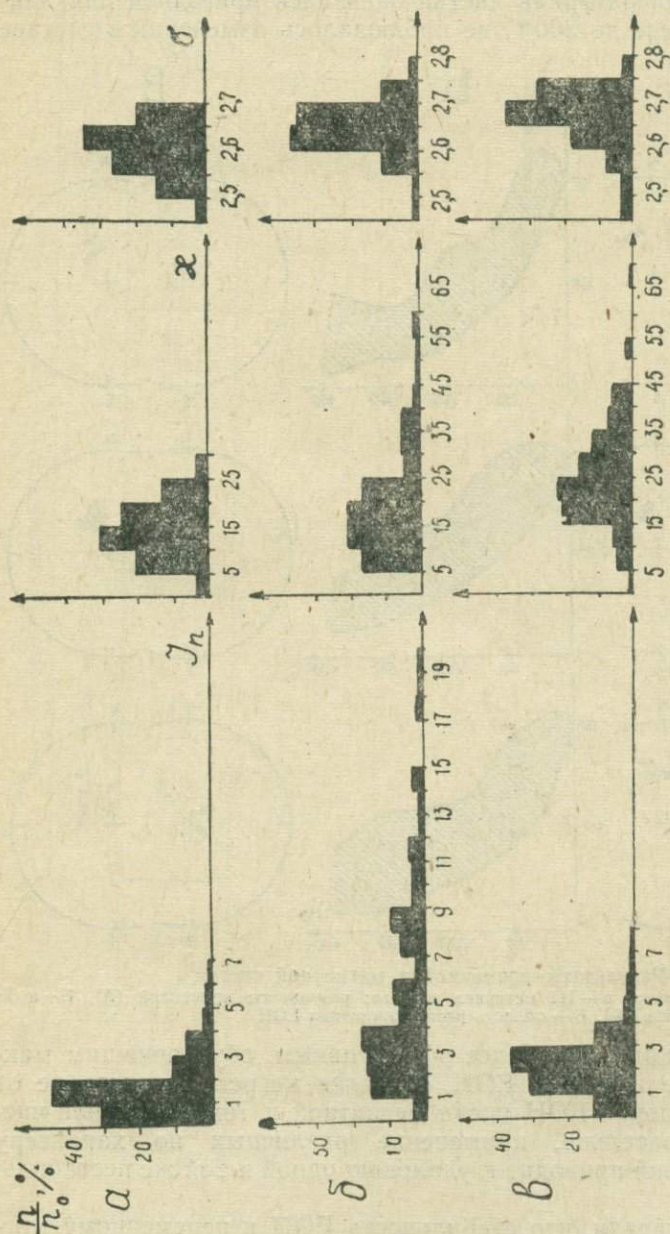


Рис. 1. Гистограммы  $I_n$ ,  $Z$ ,  $\sigma$  в I интервале ( $n_0=53$ ), в II интервале ( $n_0=67$ ), в III интервале разреза ( $n_0=47$ ),  $n_0$  — количество образцов

повышенную намагниченность. Отмечается некоторый сдвиг максимума магнитной восприимчивости от верхнетриасовых пород к нижнеюрским (от  $10-15 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС в интервале I до  $20-25 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС в интервале III). Плотность пород по разрезу почти не меняется.

Временная чистка пород оказалась недостаточной для выделения стабильной составляющей ЕОН. Применение даже небольших по ам-

плитуде переменных магнитных полей значительно повышает кучность распределения направлений  $I_n$ . Оптимальные амплитуды переменного магнитного поля при Н-чистке находятся в интервале от 50 до 200 Э, чаще всего для выделения стабильной намагниченности достаточно применить поле с амплитудой 150 Э. Существенных различий в характере областей размагничивания для трех выделенных интервалов не обнаружено (рис. 2). Температурная чистка оказалась пригодной для данных пород. При нагреве до 300°C не наблюдалось изменений в составе

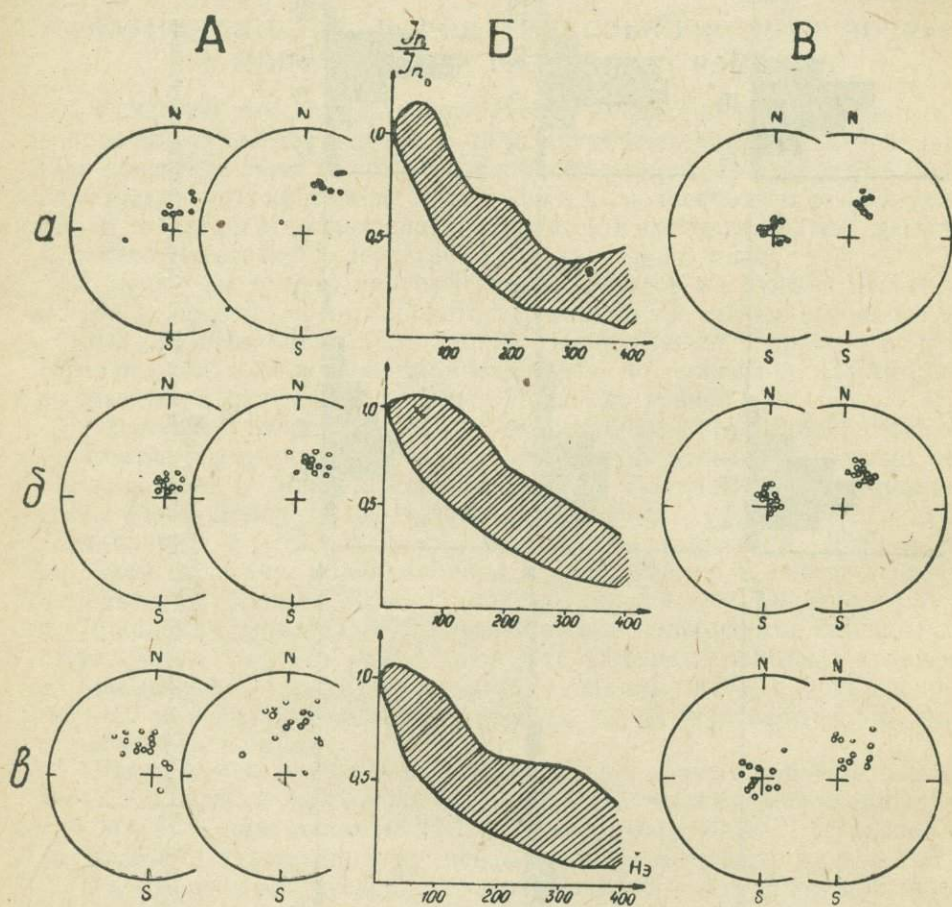


Рис. 2. Результаты временной и магнитной чисток  
 а — I интервал, б — II интервал, в — III интервал разреза; результаты временной (А), Н- и Т-чисток (Б), Б — область размагничивания ЕОН

ферромагнитной фракции. Наиболее эффективным, обусловившим максимальное сближение векторов ЕОН, оказался нагрев в интервале от 50 до 200°C. Направления ЕОН после магнитной и температурной чисток сходны. Следовательно, применение различных по характеру физических воздействий приводит к удалению одной и той же нестабильной составляющей.

Исследования показали, что стабильность ЕОН к переменному магнитному полю и температуре одинакова, независимо от того, на каком стратиграфическом уровне находится точка отбора. Направление оставшейся после чисток стабильной части ЕОН мало меняется по разрезу.

Для характеристики каждой пачки пород по нормализованным векторам вычислялось среднее направление ЕОН (см. рис. 2). Определялись средние параметры  $I_n$  по каждому выделенному интервалу (табл. 1).

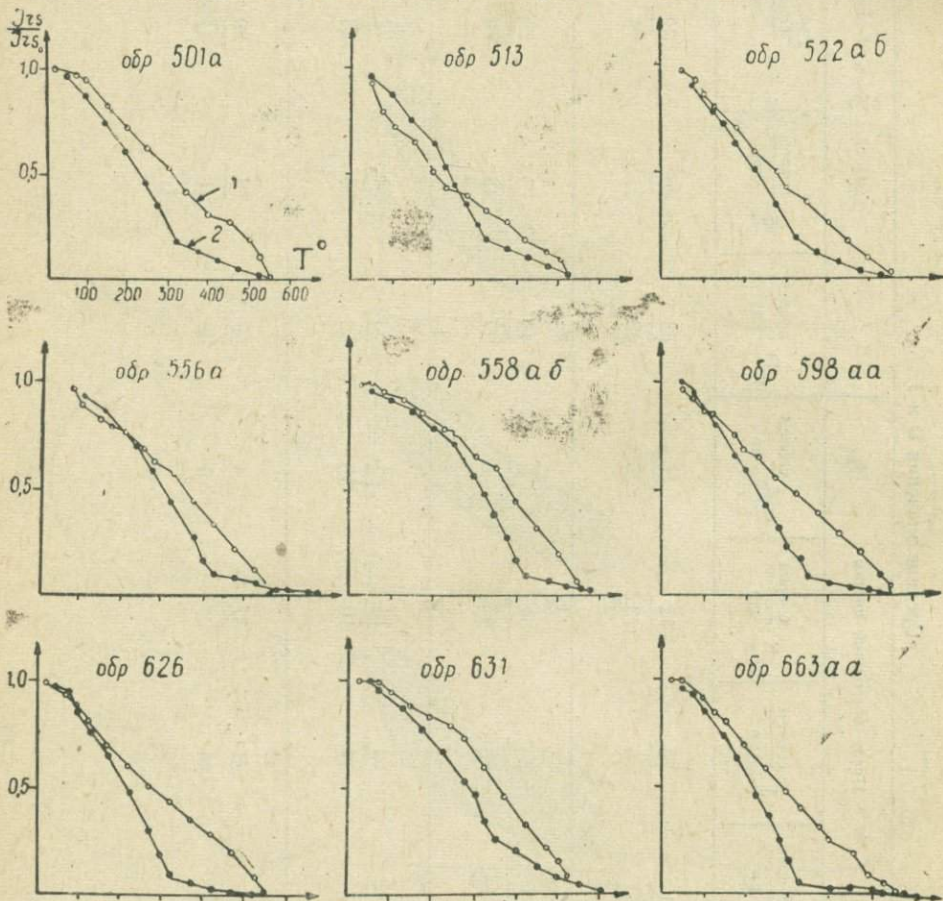
Таблица I

Средние значения D и J

Интервал	После временной чистки					После Н- и Т-чисток						
	D $\frac{\text{соврем}}{\text{др}}$	J $\frac{\text{соврем}}{\text{др}}$	K $\frac{\text{соврем}}{\text{др}}$	$\alpha_{95}^{\circ}$ $\frac{\text{соврем}}{\text{др}}$	D $\frac{\text{соврем}}{\text{др}}$	J $\frac{\text{соврем}}{\text{др}}$	K $\frac{\text{соврем}}{\text{др}}$	$\alpha_{95}^{\circ}$ $\frac{\text{соврем}}{\text{др}}$	D $\frac{\text{соврем}}{\text{др}}$	J $\frac{\text{соврем}}{\text{др}}$	K $\frac{\text{соврем}}{\text{др}}$	$\alpha_{95}^{\circ}$ $\frac{\text{соврем}}{\text{др}}$
I	$\frac{1}{23}$	$\frac{72}{46}$	$\frac{12}{13}$	$\frac{16}{16}$	$\frac{53}{42}$	$\frac{80}{51}$	$\frac{72}{74}$	$\frac{8}{7}$				
II	$\frac{10}{23}$	$\frac{75}{50}$	$\frac{51}{45}$	$\frac{5}{6}$	$\frac{49}{37}$	$\frac{75}{48}$	$\frac{70}{70}$	$\frac{4}{4}$				
III	$\frac{338}{7}$	$\frac{64}{44}$	$\frac{14}{10}$	$\frac{11}{13}$	$\frac{33}{33}$	$\frac{82}{53}$	$\frac{22}{23}$	$\frac{9}{9}$				
По всему разрезу	$\frac{8}{24}$	$\frac{71}{44}$	$\frac{37}{31}$	$\frac{4}{5}$	$\frac{49}{39}$	$\frac{78}{51}$	$\frac{39}{44}$	$\frac{4}{4}$				

Для диагностики носителей магнетизма проведены лабораторные исследования зависимости остаточной намагниченности от величины воздействующего постоянного магнитного поля и термомагнитный анализ намагниченных до насыщения образцов. После нагрева определялись параметры насыщения и в большинстве случаев снималась кривая повторного нагрева  $I_{rs_2}(T)$ . Результаты исследования приведены в таблице 2 и на рисунках 3, 4.

Анализ терромагнитных кривых позволяет заключить, что повсеместно в породах отмечается присутствие магнетита. Количество его несколько варьирует, но в целом оно незначительно. Это проявляется в небольших величинах  $I_n$  и  $I_{rs1}$ . Для частиц магнетита характерна небольшая коэрцитивная сила, их насыщение происходит в сравнительно небольших магнитных полях (в основном до 1000 Э). Кроме магнетита ( $T_K=575^\circ\text{C}$ ) на кривых  $I_{rs1}(T)$  выделяется еще ряд магнитных фаз. Низкотемпературные фазы (точка Кюри до  $200^\circ\text{C}$ ) можно объяс-



нить присутствием в породах гидроокислов железа [3, 5]. Присутствие ряда магнитных фаз, точки Кюри которых находятся в интервале от  $200$  до  $400^\circ\text{C}$ , обусловлено, по-видимому, нестабильным титаномагнетитом. На кривых повторного нагрева низкотемпературные магнитные фазы не регистрируются, сохраняется только магнетитовая составляющая. После нагрева появляется ряд новых магнитных фаз.

Таким образом, нестабильная часть ЕОН определяется присутствием гидроокислов железа и, возможно, титаномагнетита. Иногда при Н- и Т-чистках не наблюдается изменение направления вектора  $I_n$  при уменьшении его величины. На кривых  $I_{rs1}(T)$  фиксируется только магнетит (например, обр. 522аб, 524а, 598аа, 599аа, 626, 665а; см. рис. 3). По-видимому, в этом случае нестабильная часть ЕОН связана с многодоменными частицами магнетита.

Для всех пород разреза характерно увеличение остаточной намагниченности насыщения после первого нагрева. Однако величина  $\frac{I_{rs2}}{I_{rs1}}$

неоднородна и составляет от нескольких единиц до сотен. Эта неоднородность четко дифференцируется по разрезу. Для пород I и III интервалов остаточная намагниченность насыщения увеличивается после нагрева, как правило, в десятки и сотни раз, а для пород II интервала это отношение в основном не превышает десяти (см. табл. 2). Анализ кривых повторного нагрева свидетельствует о том, что нагрев образцов пород, взятых из разных интервалов разреза, приводит к образованию разных вторичных минералов.

Если для пород I и III интервалов характерно образование ферромагнетика с точкой Кюри около  $325^{\circ}\text{C}$ , то для пород II интервала — с точкой Кюри от  $400$  до  $425^{\circ}\text{C}$ . Точка Кюри  $325^{\circ}\text{C}$  свидетельствует о присутствии магнитного пирротина. Он образовался при нагреве немагнитных сульфидов железа [6]. Кроме появления новых фаз при этом наблюдается также увеличение магнетитовой составляющей. Как установлено ранее, магнетит появляется при температурных превращениях сульфидов железа [6] и при разложении гидроокислов железа [2]. Новые ферромагнитные минералы характеризуются более высокими, чем первичные, значениями  $H_{rs}$ , и

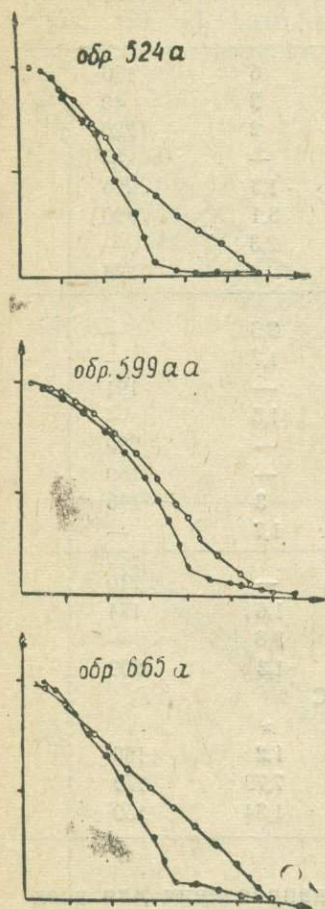


Рис. 3. Результаты терромагнитного анализа; 1, 2 — номера нагревов

для их насыщения нужны большие по величине постоянные магнитные поля.

Изучение магнитных характеристик пород кедонского разреза позволяет сделать следующие выводы.

При общей незначительной величине ЕОН отмечается повышение этого параметра, совпадающее с областью перехода от верхнетриасовых пород к нижнеюрским. Параллельно наблюдается увеличение магнитной восприимчивости. Плотность пород по разрезу довольно однородна. Стабильность ЕОН к переменному магнитному полю и температурным воздействиям одинакова по всему разрезу.

Стабильная часть ЕОН связана с наличием в породах магнетита. Количество его незначительно, в результате чего величины ЕОН и магнитной восприимчивости невелики.

Таблица 2

## Параметры насыщения пород

Интервал	Номер образца	$I_{rs1}$	$\frac{I_{rs2}}{I_{rs1}}$	$\frac{I_{rs3}}{I_{rs2}}$	$H_c', \text{ Э}$	
		ед. СГС. $10^{-6}$				
I	501a	41	312	6	170	
	513	56	471	2	40	
	515	530	94	2	220	
	520	205	7	—	—	
	522аб	307	394	1,3	220	
	524a	140	117	3,1	220	
	530	199	186	2,3	—	
	542	362	1,4	—	230	
II	556a	494	6,5	2,5	—	
	558	628	7,3	1,7	—	
	573	199	3,2	—	191	
	581	282	30,6	1,5	—	
	582аа	245	6,7	—	220	
	593	1126	13	—	180	
	598	1256	7,8	3	170	
	599	1041	7,8	1,7	—	
III	625	442	13,4	—	210	
	626	206	52	1,6	174	
	631	424	5,3	3,6	—	
	631аа	1948	8,7	1,3	209	
	651	лопнул при $t 425^\circ\text{C}$				
	652a	»				
	663аа	125	137,7	1,2	166	
	664	161	96,3	7,79	170	
665a	216	13,92	1,34	150		

По стабильной части ЕОН найдены средние направления для всех выделенных интервалов разреза (см. табл. 1) и вычислены палеополюса (табл. 3). Направление ЕОН по разрезу практически не меняется, и па-

Таблица 3

Средние направления  $I_n$  и координаты палеополюсов по интервалам

Интервал	Среднее направление $I_n$				Координаты палеополюсов			
	D	J	K	$\alpha_{95}^\circ$	$\Phi$	$\Lambda$	$\Theta_1$	$\Theta_2$
I	42	51	74	7	49	281	10	7
II	37	48	70	4	47	289	10	8
III	33	53	23	9	64	280	15	12
По всему разрезу	39	51	44	4	50	282	5	3

леополюса для всех интервалов близки между собой. Координаты древних геомагнитных полюсов сходны с аналогичными данными, определенными для исследованных ранее отложений более древнего возраста (породы карнийского яруса и монотисовая толща норийского яруса)

той же тектонической структуры. Этот факт является косвенным доказательством того, что стабильная часть ЕОН сохранила свое первоначальное направление.

Следует отметить, что в кедонском разрезе не найдены участки обратномагнитных пород. Он относится к разрезам платформенного типа, для которых характерны сокращенные мощности стратиграфических подразделений. Возможно, с этим связаны пропуски отдельных

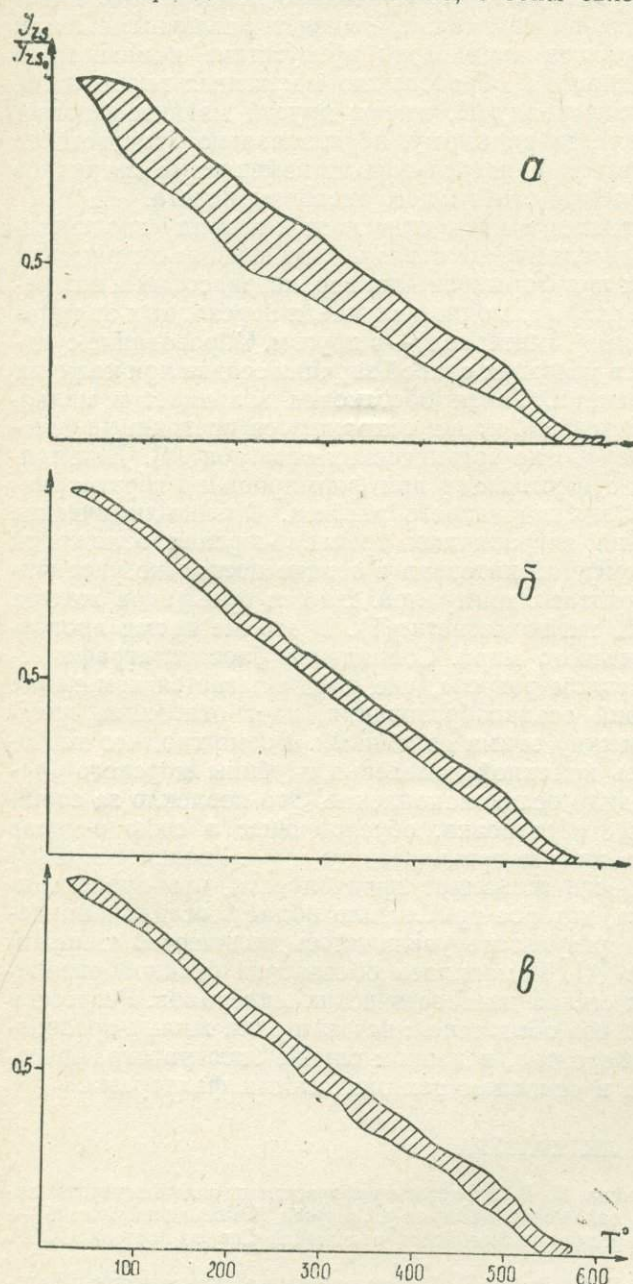


Рис. 4. Области изменения  $I_{rs}(T)$  при терромагнитном анализе  
 а — I интервал, б — II интервал, в — III интервал разреза

небольших по мощности зон обратной полярности. Полученные данные подтверждают ранее сделанный вывод [1] о том, что преимущественным направлением геомагнитного поля в позднем триасе было прямое. Оно, как это теперь ясно, сохранилось и в раннеюрское время.

Однородность магнитных свойств и сходство носителей магнетизма по разрезу позволяют предполагать неизменность источников сноса во время формирования всей толщи осадочных пород.

При термомагнитных исследованиях, характеризующихся стабильностью лабораторных условий (время и скорость нагрева, постоянство максимальной температуры), образуются ферромагнетики, имеющие разные точки Кюри. Следовательно, первоначально немагнитные минералы, из которых они образовались, также являются различными. Если для пород I и III интервалов характерно присутствие немагнитных сульфидов железа, приводящих к образованию магнитных пирротинов, то породы, относимые к интервалу II, имеют другой магнитофазовый состав. Здесь (II интервал), по-видимому, первоначально присутствует нестабильный титаномагнетит(?), нагрев породы изменяет ее магнитное состояние, приводя к появлению стабильного титаномагнетита.

Сульфиды железа и титаномагнетит относятся к разряду диагенетических минералов и свидетельствуют о различных физико-химических условиях, существовавших при формировании верхнетриасовых и нижнеюрских пород (I и III интервалы), в одном случае, и переходных от триасовых к юрским отложениям (II интервал)—в другом. Образование сульфидов железа происходит в условиях слабой аэрации осадка при наличии большого количества органики. Такая обстановка возникает в мелководных бассейнах, где длительное время сохраняются постоянные условия, способствующие переработке органических остатков [4]. По-видимому, подобная ситуация существовала при формировании верхнетриасовых и нижнеюрских отложений данного разреза. Физико-химические условия осадкообразования пограничных триасово-юрских отложений были другими. В этот временной интервал в осадке несколько увеличилось количество ферромагнитных минералов. Вместо сульфидов железа образовался нестабильный титаномагнетит(?). В это же время произошла перестройка органического мира. Совпадение биостратиграфической границы со II интервалом разреза, где предполагается изменение физико-химических условий осадкообразования, дает основание предполагать наличие связи между этими явлениями. Возможно, что тектонические факторы явились причиной изменения глубины морского бассейна, в котором происходило осадконакопление. Это повлекло за собой изменение экологической обстановки, обусловившее в свою очередь определенные изменения в составе органического мира. Увеличение ЕОН и магнитной восприимчивости позволяет предполагать, что происходило поднятие морского дна, которое приблизило область осадконакопления к области сноса. В результате увеличилось количество тяжелой ферромагнитной фракции [4]. Изменилась обстановка осадкообразования, а вследствие этого и состав диагенетических минералов. Регрессия моря могла повлиять и на его обитателей: исчезли одни живые организмы и появились другие. Вероятно, в данном случае биостратиграфическая граница обусловлена в основном тектоническими факторами.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Афицкий А. И., Ложкина Н. В. Биостратиграфическая и палеомагнитная характеристика верхнетриасовых отложений бассейна р. Омкучан (Омолонский массив).— В кн.: Биостратиграфия и корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР. Магадан, 1980, с. 11—27.
2. Багин В. И., Гендлер Т. С., Рыбак Р. С. Температурные превращения некоторых железосодержащих минералов.— В кн.: Постоянное магнитное поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Киев: Наукова думка, 1973, с. 99—102.
3. Русаков О. М., Третяк А. Н. Влияние нагревов на намагниченность осадочных пород.— В кн.: Геофизический сборник. Киев: Наукова думка, 1967, вып. 21, с. 109—116.

4. **Страхов Н. М.** Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 534 с.

5. **Третьяк А. Н., Русаков О. М.** Изменение намагниченности осадочных пород при нагревах.— В кн.: Геофизический сборник. Киев: Наукова думка, 1968, вып. 24, с. 12—23.

6. **Kzuczuk Jadwiga.** Examination of phase transition of pyrite in laboratory. *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.* 1977, c-3 (III), p. 59—69.

Т. И. Линькова, М. И. Малахов, Д. К. Нурғалиев

## ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИЕ МИНЕРАЛЫ И ПРИРОДА ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ДОННЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Изучение магнитных свойств глубоководных донных осадков дает возможность не только определять участки дна с повышенной концентрацией железосодержащих минералов, в частности, полей железо-марганцевых конкреций и металлоносных осадков, но и проводить палеомагнитно-стратиграфические исследования [1]. Границы магнитозон проводятся по результатам лабораторных исследований палеомагнитной информативности естественной остаточной намагниченности (ЕОН), то есть по компоненте остаточной намагниченности, синхронной периоду формирования осадка. Вопрос о составе ферромагнитной фракции и природе ЕОН является первоочередным при выделении первичной компоненты намагниченности.

В настоящей работе приводятся результаты изучения ЕОН пяти колонок осадков, отобранных в северо-восточной и центральной частях Тихого океана (табл. 1).

Таблица 1

Номер станции	Координаты отбора		Глубина, м	Длина колонки, см
	Координаты станций			
	φ	λ		
1920	32°59'7" с. ш.	179°19' в. д.	4850	317
1925	31°29'5" »	143°28' з. д.	6410	295
1929	31°17'2" »	143°28' »	5145	240
1936-10	9°55'4" »	146°27' »	5130	259
1936-13	9°47' »	146°25' »	5182	338

Ориентированные образцы представлены различными типами глубоководных глин и илов. Так, осадки колонки ст. 1920 на горизонте 0—136 см сложены миопелагической глиной с постепенным уплотнением по глубине\*. Начиная от горизонта 136 см глина обогащена карбонатными мергелями и постепенно преобразуется в мергелистую; от 305 см осадки представлены кокколито-фораминиферовым илом. Колонка ст. 1936-10 сложена в верхней части (до 10 см) радиоляриево-алевролитово-глинистым илом. Ниже горизонта 25 см найдена эвпелагическая глина с детритом. Горизонт 0—65 см колонки ст. 1936-13 представлен диатомово-радиоляриевым илом. Начиная со слоя 65 см, обнаружена миопелагическая глина.

Измерение остаточной намагниченности образцов проводилось на рок-генераторе ИОН-1 с чувствительностью  $5 \cdot 10^{-8}$  ед. СГС.

\* Литологическое описание осадков по колонкам сделано ст. н. с. Н. С. Скорняковой (Фонды ИО АН СССР. Отчет по 23-му рейсу НИС «Дмитрий Менделеев»).

## МАГНИТНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДКОВ ТИХОГО ОКЕАНА

Проведенные нами ранее магнитно-минералогические исследования осадков Тихого океана показали, что основной фазой, ответственной за ЕОН, является терригенный тонкодисперсный магнетит [6]. Точка Кюри большинства исследованных образцов находится в интервале 540—570°C, что почти соответствует стехиометрическому магнетиту или слабоокисленному магнетиту с малым содержанием титана. В некоторых образцах отмечены маггемитовые фазы. Стабильная часть намагниченности, связанная с ними, имеет ориентационную природу. Вероятнее всего, маггемиты привнесены в осадок. Вклад гидроокислов железа в ЕОН незначителен. Параметры насыщения  $I_{rs}$  и  $I_s$  свидетельствуют о парамагнитном состоянии гидроокислов.

В настоящей статье приведены результаты диагностики минералов-носителей остаточной намагниченности осадков, отобранных в 23-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев». Используются традиционные методы магнетизма горных пород [9, 10]. Измерения проводились с помощью нестандартной магнитометрической аппаратуры [4, 5].

При безнагревном магнитно-минералогическом анализе изучались следующие магнитные характеристики: кривая нормального намагничивания; значения разрушающих полей  $H'_{cs}$ ; коэрцитивные спектры (КС) нормального намагничивания. Характеристики получены на импульсном магнитометре, сконструированном на кафедре геофизики Казанского университета [13]. Графики кривых нормального намагничивания и КС строились с помощью двухкоординатного графопостроителя ПДС-21.

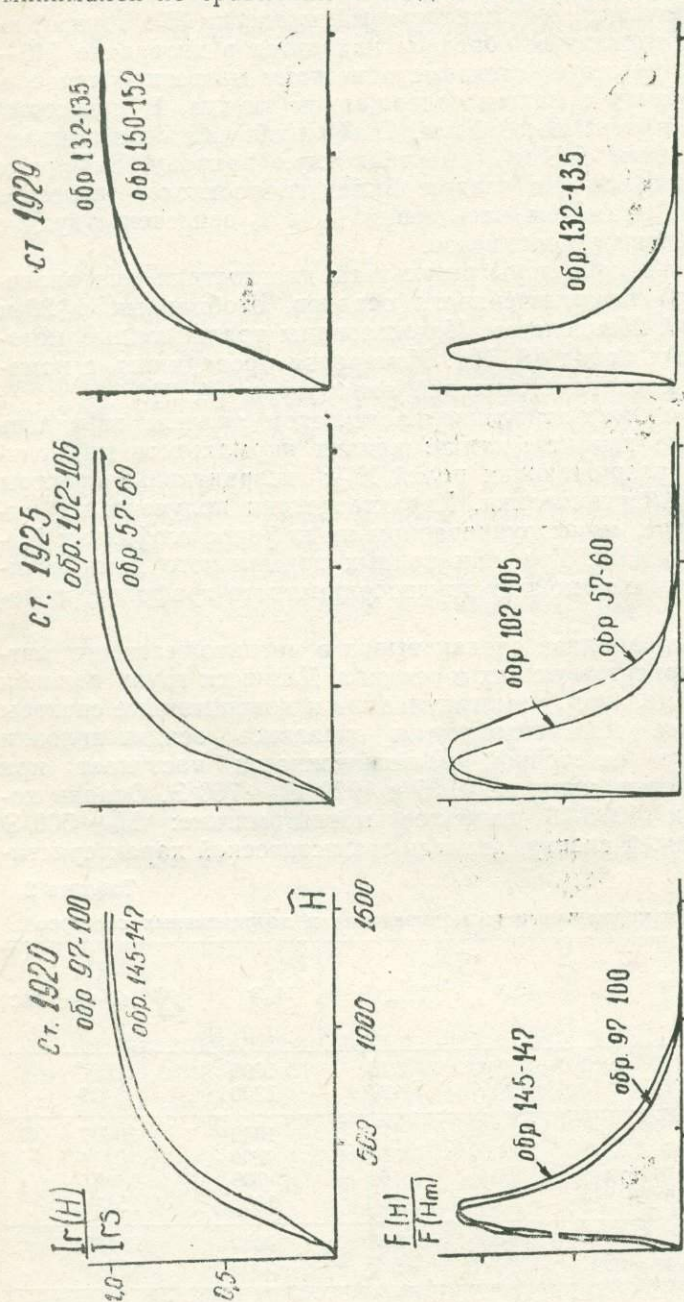
В результате этого анализа сделан вывод о магнитожесткости магнитных минералов, присутствующих в осадках. Для всех групп колонок получены кривые нормального намагничивания и коэрцитивные спектры (рис. 1, 2). Наиболее магнитожесткими оказались осадки колонки ст. 1920. Насыщение остаточной намагниченности наступает при  $H_s \sim 1000$  Э. У осадков колонок ст. 1925 и 1929  $H_s \sim 750$  Э. Осадки колонок ст. 1936-10 и 1936-13 наиболее магнитомягкие:  $H_s \sim 500$  Э (табл. 2). Коэрцитивный спектр, являясь статистической характеристи-

Таблица 2

Характеристики кривых нормального намагничивания и коэрцитивных спектров

Номер станции	Номер образца	$H_m, \text{Э}$	$H'_{cs}, \text{Э}$	$H_s, \text{Э}$	$I_{rs}^{2000} \cdot 10^{-6}$ ед. СГС
1920	97—100	180	218	1000	8867
	145—147	220	177	1300	8430
1925	57—60	185	177	1000	36577
	102—105	135	164	800	30714
	157—160	150	162	700	14485
	197—200	150	160	1000	15834
1929	132—135	180	205	1000	38182
	150—152	170	167	1000	15847
1936-10	50—52	100	80	800	22192
	222—225	130	138	600	21319
1936-13	105—107	165	142	600	9201
	217—220	100	141	600	7049

кой образца, отразил примерно одинаковый магнитно-минералогический состав осадков, но позволил дифференцировать колонки в зависимости от размеров зерен ферромагнетика. Осадки колонки ст. 1920 наиболее тонкодисперсны. Размер ферромагнитных зерен в осадках этой колонки минимален по сравнению с осадками остальных колонок, а в колонках



ст. 1936 — максимален. Такое гранулометрическое распределение зерен ферромагнитных минералов в зависимости от географического положения станций можно объяснить тем, что поступающий с континентов осадочный материал распространяется в океан тем дальше, чем он тонкодисперснее, то есть грубообломочный материал осаждается ближе к

континенту, а тонкодисперсная фракция достигает центральной части Тихого океана.

Осадки всех колонок исследовались также терромагнитным методом. По кривым температурного размагничивания остаточной намагниченности насыщения на ЭВМ строились спектры блокирующих температур

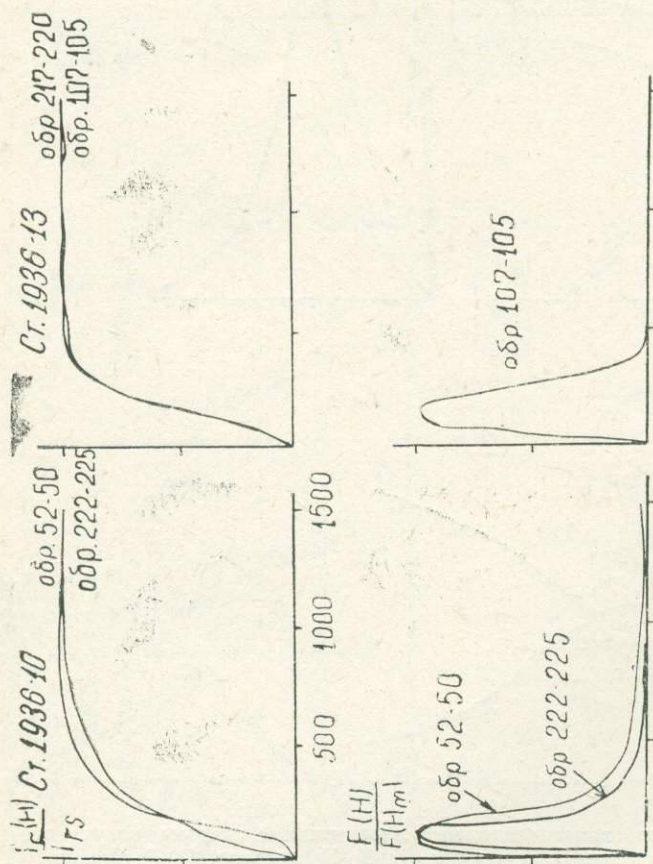


Рис. 1. Типичные кривые нормального намагничивания и коэрцитивные спектры

(СБТ) [9]. Сравнение кривых  $I_{rs}$  первого и второго нагревов проводилось с помощью программы «Сравнение» [8]. Локальным максимумам СБТ соответствуют температуры Кюри ( $T_c$ ), температуры фазового перехода ( $T_n$ ) и блокирующие температуры ( $T_b$ ), то есть СБТ — это статистическая характеристика образца. СБТ включает в себя спектр тем-

ператур Кюри как частный случай. Поэтому для повышения разрешающей способности термомагнитного анализа проводился дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА) по кривым  $-\frac{dI_s}{dT}$ , которые получены на авторегистрирующих крутильных магнитных весах [3, 4]. На дифференциальных кривых отрицательные значения  $-\frac{dI_s}{dT}$  характеризуют возрастание намагниченности пробы, положительные — убывание  $I_s$ , горизонтальные участки — изменение намагниченности, происходящее с постоянной скоростью. Интенсивность пиков кривой  $-\frac{dI_s}{dT}$  в большой степени характеризует качественную сторону процесса маг-

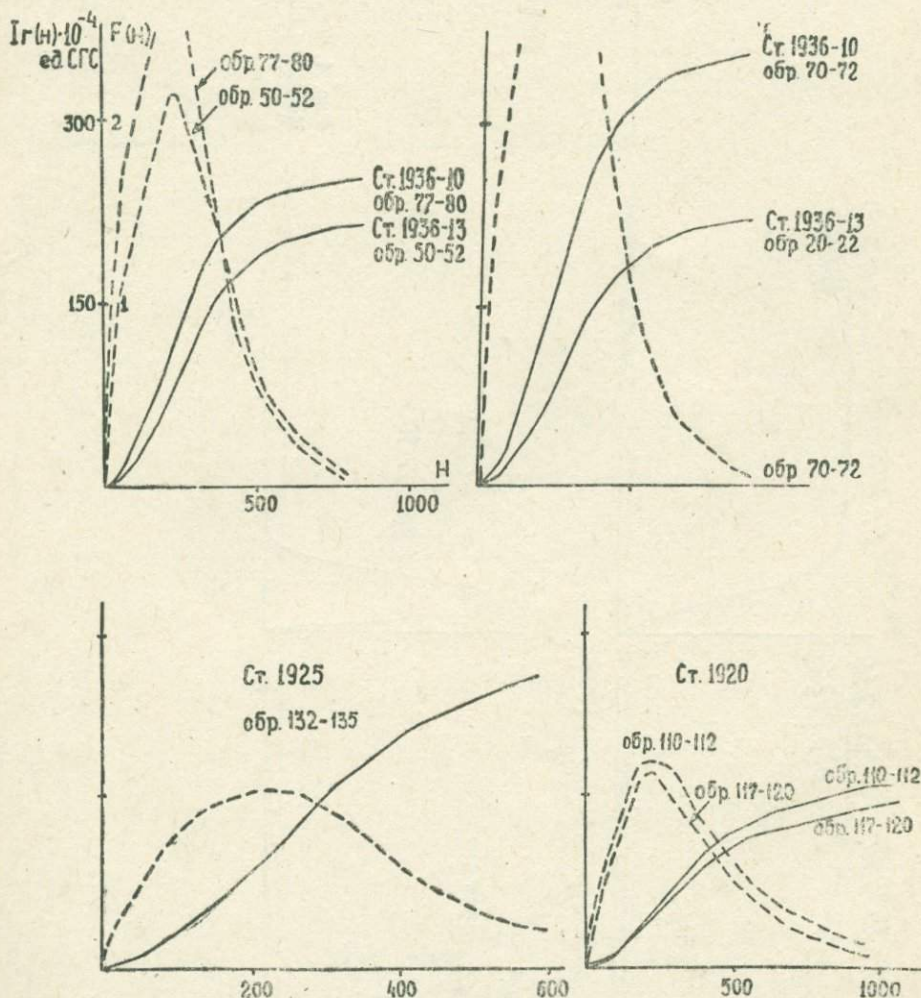


Рис. 2. Кривые нормального намагничивания и коэрцитивные спектры, полученные на коэрцитивном спектрометре Б. В. Букова, Д. К. Нургалиева, П. Г. Ясонова

нитного превращения. Отражением количественного вклада исследуемого минерала в полную величину намагниченности пробы является площадь пика.

Интерпретацию кривых ДТМА осложняют процессы перестройки кристаллической решетки минералов пробы или же химические превра-

щения, происходящие при нагреве (потеря адсорбционной воды, дегидратация, диссоциация, окисление и т. п.). Все эти процессы сопровождаются тепловыми эффектами, искажающими линейность режима нагрева образца. В результате могут оказаться сдвинутыми пики, характеризи-

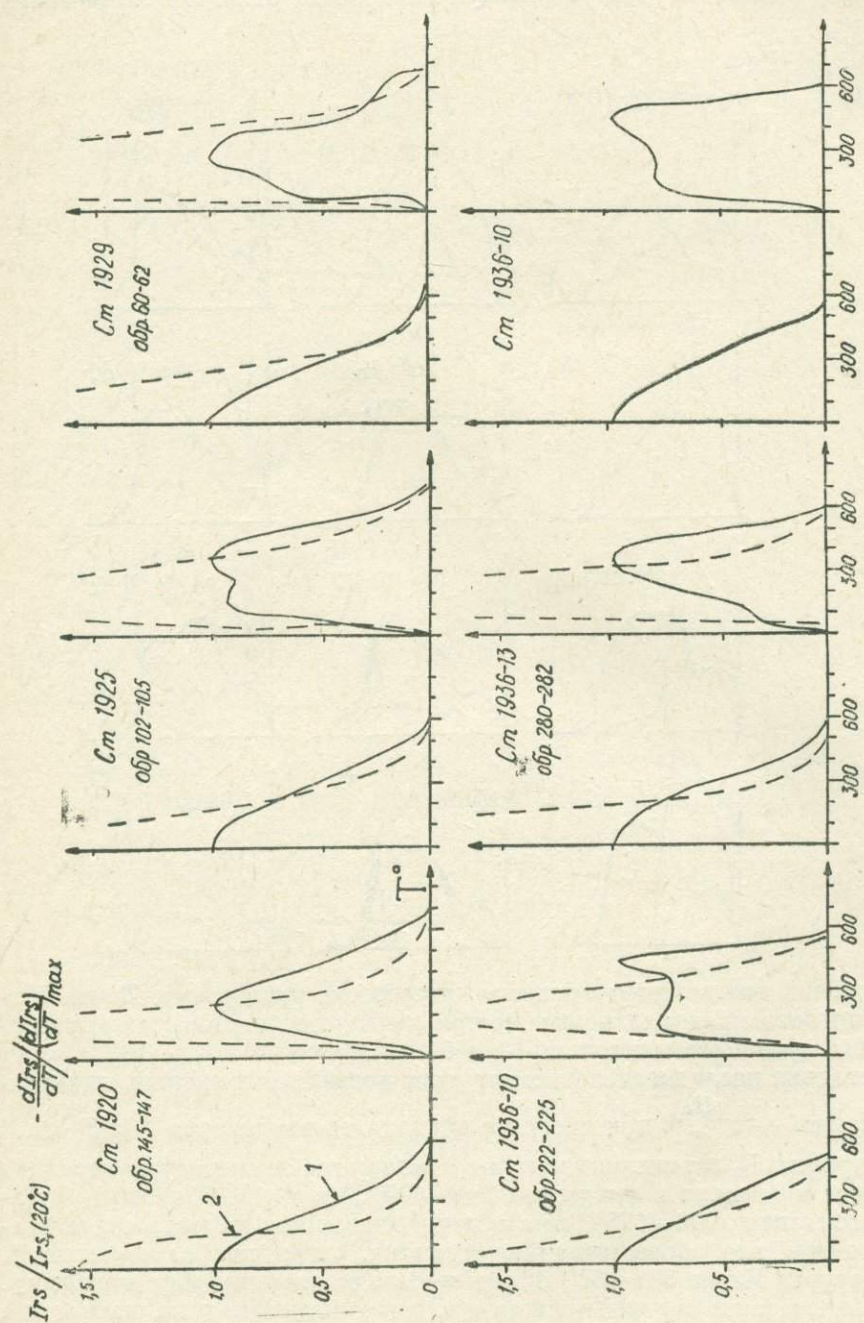
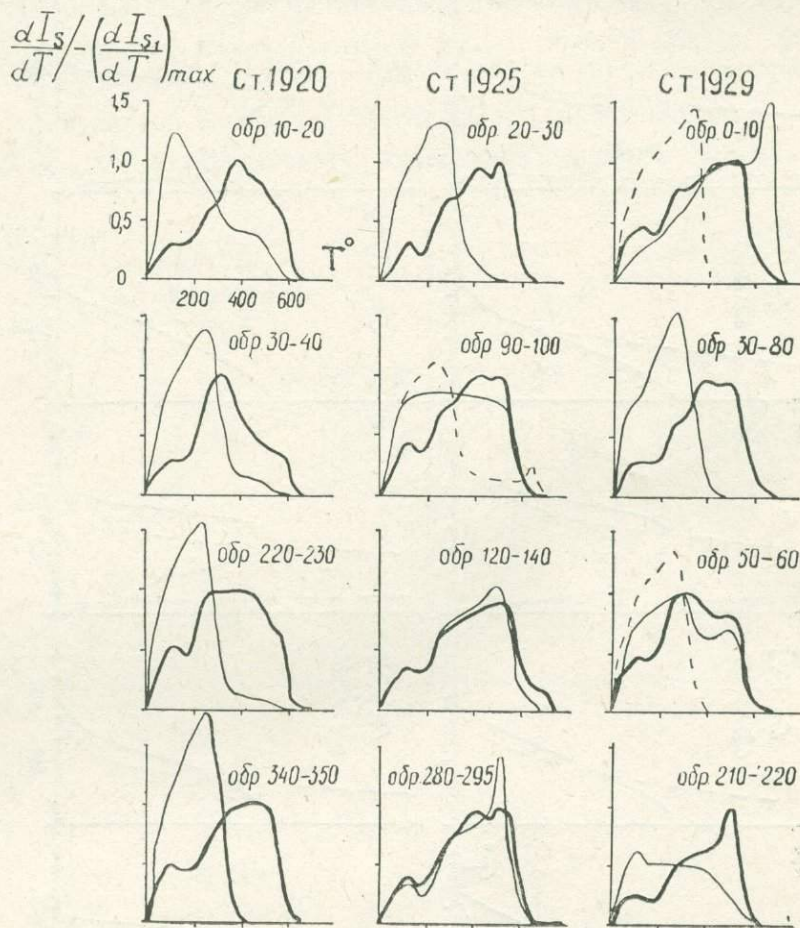


Рис. 3. Кривые термоманнитного анализа ( $I_{rs}$ ) и спектры блокирующих температур ( $-dI_{rs}/dT$ ); 1, 2 — номера нагревов. Ст. 1936-10 — кривые первого нагрева образцов 50-52, 150-152, 110-112 совпали

рующие магнитные превращения. Эндоэффект сдвигает пик в область высоких температур, экзоэффект — в область низких (имеются в виду не истинные температуры пробы, а регистрируемые). Учесть и выявить

указанные негативные явления позволили методики получения кривых ДТМА при разных скоростях прогрева пробы и последовательных нагревах.

Кривые ДТМА при различных скоростях прогрева пробы фиксируют фазовые превращения одного магнитного минерала в другой. В зависимости от режима нагрева максимум скорости развития химических



превращений соответствует разным интервалам температур. Точка Кюри магнитного минерала не смещается и является постоянной характеристикой изучаемого минерала.

Методика последовательных нагревов позволяет проверить аддитивность кривой —  $\frac{dI_s}{dT}$  при прогреве образца до температур  $T_1 < T_2 < \dots$

На кривых  $I_{rs}$  первичного нагрева отмечаются температуры перехода магнетита в гематит в интервале 250—400°C (рис. 3). Широкий интервал  $T_B$  гематита (200—675°C) на кривых повторного нагрева свидетельствует о том, что образовавшийся гематит, вероятно, однодоменный. Температуры Кюри 530—540°C соответствуют титанистому магнетиту. К такому же заключению пришли японские исследователи, изучавшие осадки центральной части Тихого океана [15]. На кривых ДТМА первичного нагрева отмечается пик в области температур 500—600°C (рис. 4). На повторных кривых магнетит почти не проявляет себя — он окисляется до гематита. При изменении скорости нагрева с 50°C/мин

до 150°C/мин (рис. 5) на кривых  $-dI_s/dT$  пик, соответствующий магнетиту, несколько смещается. Это связано с запаздыванием процесса его окисления до гематита. Окисление начинается до точки Кюри магнетита.

Максимум превращения маггемита в гематит на кривых ДТМА наблюдается в интервале температур 250—400°, что совпадает с результатами термомагнитного анализа (см. рис. 3, 4).

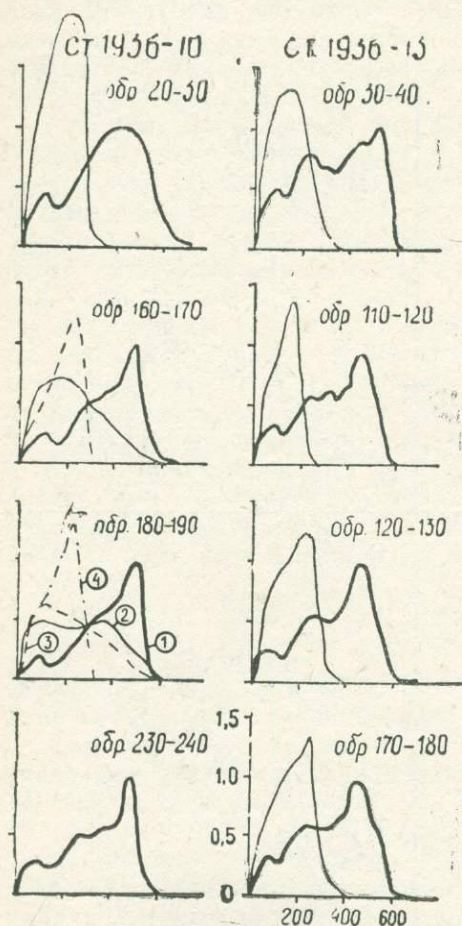


Рис. 4. Кривые дифференциального термомагнитного анализа ( $-dI_s/dT$ ); 1, 2, 3, 4 — номера нагревов

На кривых повторного нагрева  $I_{rs}$  (Т) и  $-dI_s/dT$  отмечается ферромагнитная фаза с точкой Кюри 400°C. Пик на кривых ДТМА размыт, по-видимому, за счет широкого спектра блокирующих температур. Появление нового магнитного минерала, вероятно, надо связывать с присутствием в карбонатном детрите парамагнитного сидерита. При нагреве до 700°C карбонаты железа и магния образуют магнезиоферрит. Этот ферримагнетик является твердым раствором окислов  $Fe_3O_4-Mg_3O_4$ . Его температура Кюри плавно уменьшается от 578° до 310°C с ростом содержания магния [9]. Аналогично образуется твердый раствор  $Fe_3O_4-Mn_3O_4$  — яacobсит. На образование таких фаз при прогреве осадков Красного моря указывалось ранее [18].

На кривых ДТМА первичного нагрева отмечается прогиб в интервале 100—200°C, который характерен для всех изученных образцов. На повторных кривых  $-dI_s/dT$  прогиб отсутствует. Это подтверждает предположение о том, что спад намагниченности соответствует процессу дегидратации образца.

Таким образом, исследования осадков терромагнитным методом позволили установить, что в них преобладающими ферромагнитными минералами являются титанистые магнетиты с высокой точкой Кюри. В небольшом количестве выявлены маггемитовые фазы. Отсутствие заметного окисления ферромагнитных минералов по длине колонки объ-

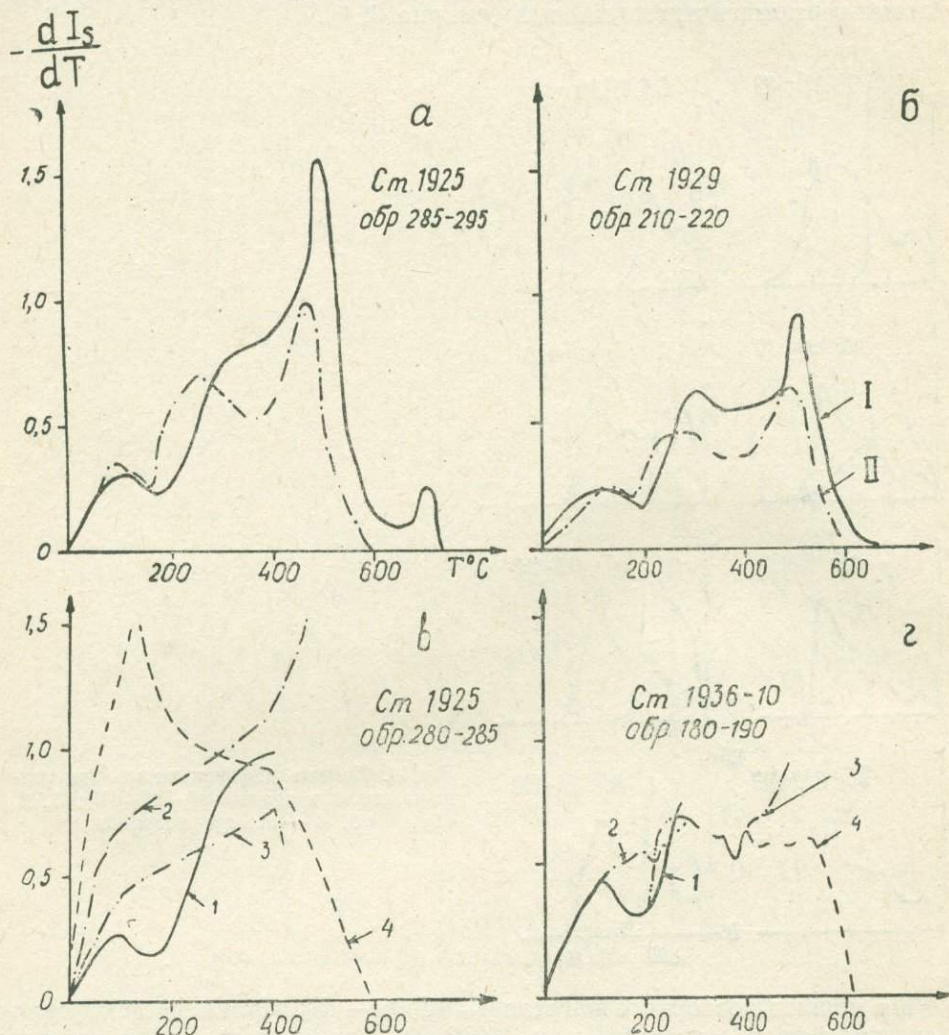


Рис. 5. Кривые ДТМА; а, б — режим нагрева пробы (I — 150°C/мин, II — 50°C/мин), в, г — метод последовательных нагревов, 1, 2, 3, 4 — номера нагревов

сняется наличием в осадках значительного количества биогенного материала, выполняющего роль кислородного буфера и тем самым препятствующего окислению. Значит ЕОН осадков близка времени седиментации и явилась надежным регистратором древнего геомагнитного поля. На это обстоятельство указывал Джонсон [16]. Такие осадки Опдайк и Фостер предложили называть F-осадками [17].

#### ИССЛЕДОВАНИЕ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

При определении природы ЕОН нами был использован комплекс методов диагностики происхождения намагниченности: методы лабораторного переосаждения [2] и сравнения характеристик стабильности [10,

11] (температурные диаграммы Зийдервилда и кривые размагничивания ЕОН переменным магнитным полем).

### Метод лабораторного переосаждения и ориентационная намагниченность

Метод переосаждения основан на предположении о различной степени ориентации магнитных моментов зерен около направления геомагнитного поля для разных видов остаточной намагниченности (термоостаточной, химической) по сравнению с ориентацией зерен при детритовом механизме формирования намагниченности [2].

Ансамбль из большого числа ( $N$ ) ферромагнитных частиц создает ориентационную намагниченность  $I_{rd}$ , являющуюся функцией нескольких аргументов [12]:  $I_{rd} = NML(K)$ , где  $K = MN\lambda/S_0$  — кучность,  $M$  — магнитный момент частицы,  $H$  — напряженность геомагнитного поля,  $\lambda$  — вращательный коэффициент вязкости,  $S_0$  — сумма спектральных плотностей дезориентирующих сил — тепловой, турбулентной, биологической, столкновительной природы и т. п.,  $L(K)$  — функция Ланжевена.

Числовой характеристикой степени ориентировки магнитных моментов  $M$  служит кучность  $K$  [7], которая показывает во сколько раз максимальная энергия  $M \cdot H$  диполей ферромагнитных частиц в земном поле больше энергии случайных возмущений ( $E$ ):  $K = MN/E$ .

Коэффициент переосаждения ( $P$ ) действительно [2] близок к единице в случае ориентационного происхождения ЕОН. Если сохранено частичное подобие по числу ферромагнитных частиц ( $N_{др} \cong N_{лаб}$ ) по дезориентирующей характеристике среды осаждения ( $E_{др} \cong E_{лаб}$ ) и напряженности магнитного поля ( $H_{др} \cong H_{лаб}$ ), то

$$P = \frac{I_n}{I_{rd}} = \frac{N_{др} M_{др} L(K_{др})}{N_{лаб} M_{лаб} L(K_{лаб})} = \frac{L(MN_{др}\lambda_{др}/S_{0др})}{L(MN_{лаб}\lambda_{лаб}/S_{0лаб})} \sim 1.$$

Жидкую среду, в которой происходит осаждение магнитных частиц, следует подбирать по значениям двух параметров  $\lambda$  и  $S_0$ .

Соответствующая химической намагниченности кучность ( $K_c$ ) по сравнению с переосажденной лабораторной ( $K_{лаб}$ ) может быть упорядочена следующим образом:  $K_{лаб} < K_c$  [6, 7]. Коэффициент переосаждения в этом случае строго больше единицы.

Естественная остаточная намагниченность донных осадков чаще всего представлена детритовой и реже химической намагниченностью, либо той и другой одновременно. В ЕОН всегда присутствует вязкая компонента, которая выявлена тремя способами: переосаждением, при помощи кривых размагничивания  $I_n$  ( $\dot{H}$ ) переменным магнитным полем и по температурным диаграммам Зийдервилда.

Согласно методике [11] размоченные в воде осадки заливались в сосуд из оргстекла высотой 60 см. Частицы осаждались в контейнеры с ребром в 7,5 см. Для измерения на рок-генераторе отбор осадка проводился в капсулы. Переосажденные в лабораторном магнитном поле образцы выдерживались в течение 10 дней в положении «in situ» и такое же время — в противоположном направлении. Величина ориентационной намагниченности  $I_{rd} = (I_{r1} + I_{r2})/2$ , где  $I_{r1}$  и  $I_{r2}$  — остаточные намагниченности, измеренные после выдержки образцов в положении «in situ» и противоположном направлении. Вязкая компонента  $I_{rv} = (I_{r1} - I_{r2})/2$ .

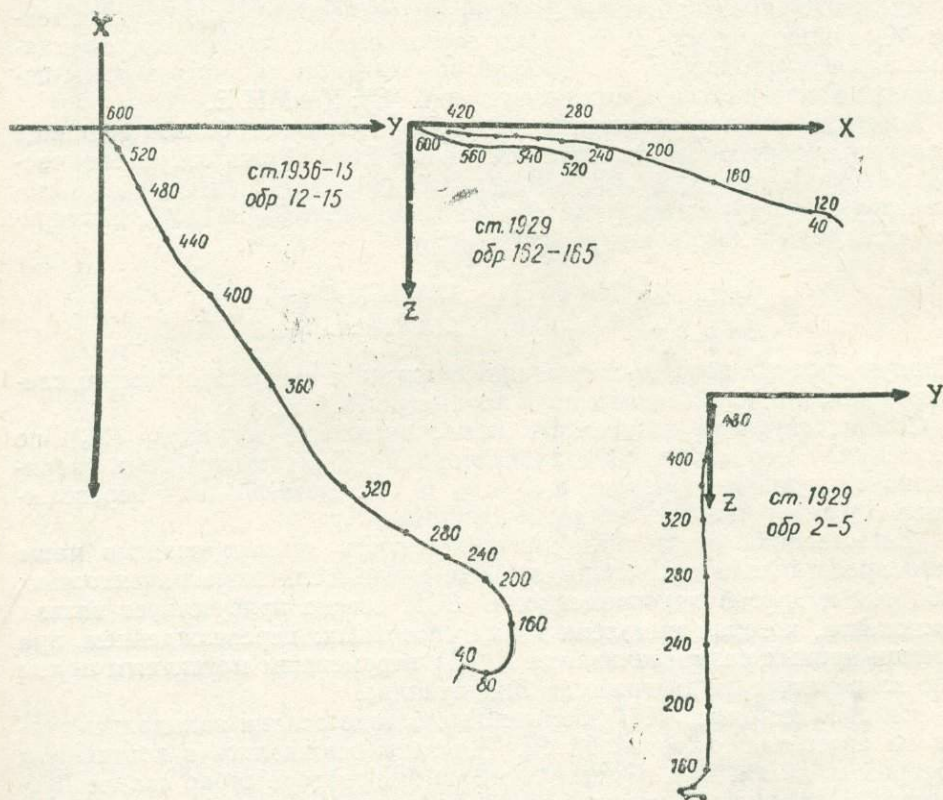
Относительный вклад  $I_{rv}$  в остаточную намагниченность, определяемый как отношение  $I_{rv}/I_{rd}$ , варьирует от 10 до 30%. Такое же процентное отношение выявилось по кривым размагничивания ЕОН переменным магнитным полем. Переосаждению подверглись образцы из верхней,

средней и нижней частей всех пяти исследуемых колонок. Значения коэффициента  $P$  (с учетом палеонапряженности геомагнитного поля в месте отбора) варьируют от 0,89 до 1,76. Его средняя величина 1,23, что свидетельствует об ориентационном механизме формирования намагниченности исследованных осадков.

### Температурные векторные диаграммы Зийдервилда

Температурные диаграммы Зийдервилда — это диаграммы изменения величины и направления вектора  $I_n(T)$  в координатных плоскостях образца [14, 19]. Диаграммы Зийдервилда являются аналогами кривых размагничивания  $I_n(T)$ , но имеют два существенных преимущества перед ними. Во-первых, процесс размагничивания фиксируется непрерывно, а не дискретно, во-вторых, полная компенсация внешних магнитных полей достигается при помощи системы из трех пермалловых экранов. Изучение двух образцов-дублей в плоскостях (X, Y и X, Z) дает объемную картину процесса размагничивания ЕОН.

На рис. 6 представлены диаграммы Зийдервилда пяти образцов оса-



дков. Диаграммы получены на модернизированном рок-генераторе ИОН-1 [13], в котором изменена электронная схема: использованы два фазовых детектора вместо одного и введен фазовращатель. В измерительной головке размещены печь и водяная рубашка.

Векторные диаграммы позволили определить взаимоотношение компонентов ферромагнитной фракции, выявленных предварительно с помощью термомагнитного метода, с компонентами ЕОН.

**Образец 12-15, колонка ст. 1936-13.** Изгибы кривой в интервале 20—80°C свидетельствуют о разрушении вязкой намагниченности, образовавшейся при транспортировке образцов. В интервале температур 80—

240°C снимается древняя вязкая намагниченность. Маггемитовая компонента ЕОН в основном разрушается между 240 и 320°C. Затем продолжает разрушаться та часть маггемитовой компоненты ЕОН, направление которой почти совпадает с направлением магнетитовой намагниченности. При температуре выше 420°C намагниченность определяется только магнетитом. Полностью магнетитовая компонента ЕОН разрушается при 600°C. Анализируя такое поведение ЕОН в температурном интервале 20—600°C, можно заключить, что первичная компонента обусловлена наличием магнетита и маггемита. В интервале  $T_n$  320—420°C последний превращается в гематит.

**Образец 2-5, колонка ст. 1929.** В интервале температур 20—160°C разрушается вязкая лабораторная намагниченность. Отмечается некоторое несовпадение маггемитовой и магнетитовой компонент  $I_n$ . Переход маггемита в гематит заканчивается при температуре 400°C. При 540°C ЕОН разрушается полностью. Образец имеет прямую полярность, т. к. Z-компонента его ЕОН положительна.

**Образец 162-165, колонка ст. 1929.** В интервале температур 20—

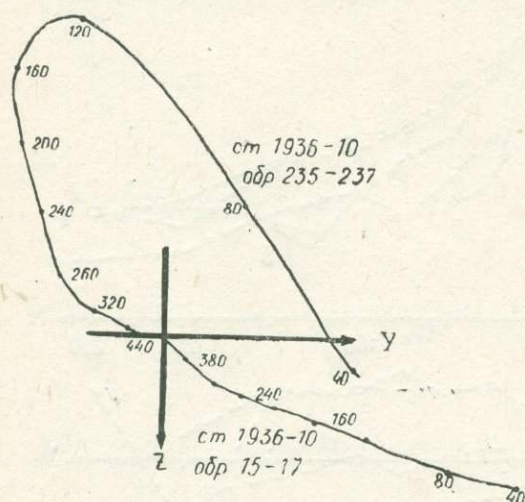


Рис. 6. Векторные диаграммы Зийдервилда температурного размагничивания ЕОН

420°C кривая получена в масштабе 1:10, а в интервале 520—620°C — 1:1. ЕОН состоит из трех компонент. Вязкая древняя разрушается при температуре до 240°C; в интервале 240—560°C разрушается магнетитовая часть ЕОН, а при 620°C, — вероятно, гематит.

**Образцы 15-17 и 235-237, колонка ст. 1936-10.** Эти образцы обладают вязкой древней намагниченностью, которая составляет 30—40% ЕОН. Она разрушается при температуре 120—160°C. Переход маггемита в гематит заканчивается при 260—280°C. Образец 235-237 при 50°C меняет знак Z-компоненты ЕОН на противоположный. Его следует считать обратномагнитным, а образец 15-17 из верхней части колонки — прямомагнитным.

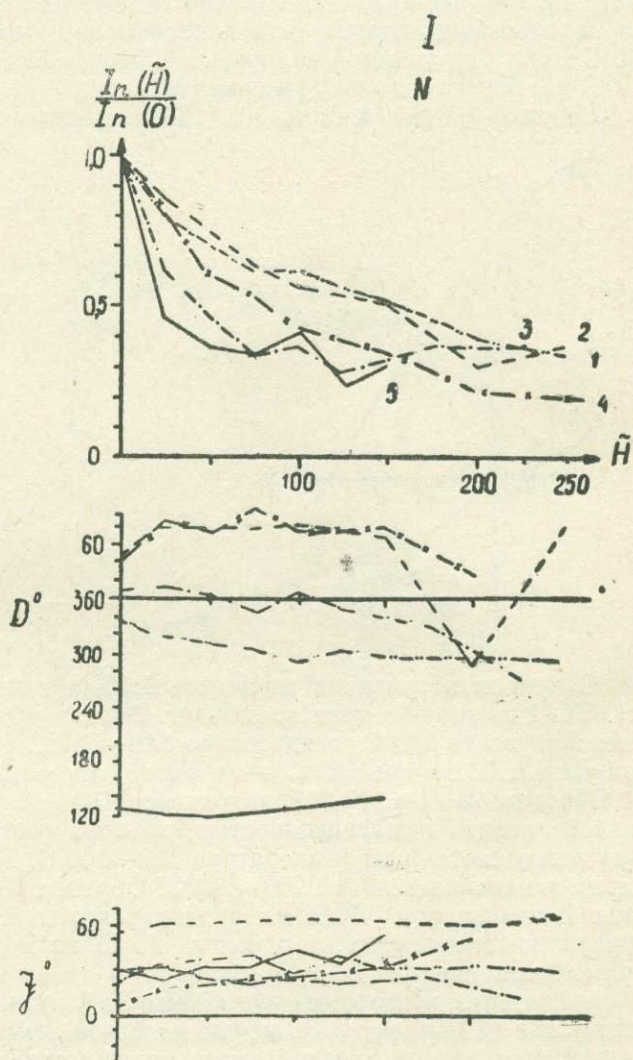
Анализируя векторные диаграммы Зийдервилда, можно определить оптимальный вариант проведения массовой температурной чистки. Для разрушения древней вязкой намагниченности и маггемитовой компоненты вторичного происхождения следует прогревать образцы в немагнитном пространстве до 260—300°C.

#### Стабильность ЕОН к переменному магнитному полю

На рис. 7 представлены типичные кривые  $I_n(H)$ , полученные в интервале  $H=0-250$  Э.

Чистке переменным магнитным полем подвергались образцы по всей длине колонки с более частым их отбором на границе смены знака полярности.

Колонка ст. 1920. Для кривых размагничивания образцов этой колонки из зон прямой полярности (N-зоны) характерно плавное уменьшение значений намагниченности при увеличении переменного магнитного поля  $\tilde{H}$ . Такой равномерный спад ЕОН отмечается при изменении поля от 0 до 250 Э. Медианное размагничивающее поле (переменное поле, в котором разрушается половина ЕОН) этой группы образцов самое высокое — 175—200 Э. Вязкая компонента совпадает по направлению со стабильной. Направление последней остается неизменным до 250 Э.



По форме кривые  $I_n(\tilde{H})$  образцов из обратномагнитической зоны (R-зоны) подобны кривой образца 352. При значениях поля от 0 до 75—100 Э намагниченность увеличивается, затем наступает резкий спад ее величины до  $0,5 \cdot I_n(\tilde{H}=0)$ . При  $\tilde{H} > 175—200$  Э кривая выполаживается. Такой формой кривых обладают образцы обратномагнитических зон

только из колонки ст. 1920. Медианное размагничивающее поле равно 250 Э.

**Колонки ст. 1925—1929.** Для образцов N-зоны при  $\tilde{H}=25$  Э отмечается значительный спад величины  $I_n$  и изменение ее направления. Это характерно и для образцов из R-зоны. Медианное поле для образцов колонки ст. 1925 равно 150—175 Э, для колонки ст. 1929 — 50—75 Э.

**Колонки ст. 1936-10 и 1936-13.** Кривые размагничивания ЕОН переменным полем образцов колонок ст. 1936 аналогичны кривым размагничивания образцов ст. 1925, 1929. Отмечается резкое уменьшение значений ЕОН и ее направления при  $\tilde{H}=0—25$  Э.

Таким образом, кривые размагничивания ЕОН образцов из R- и N-

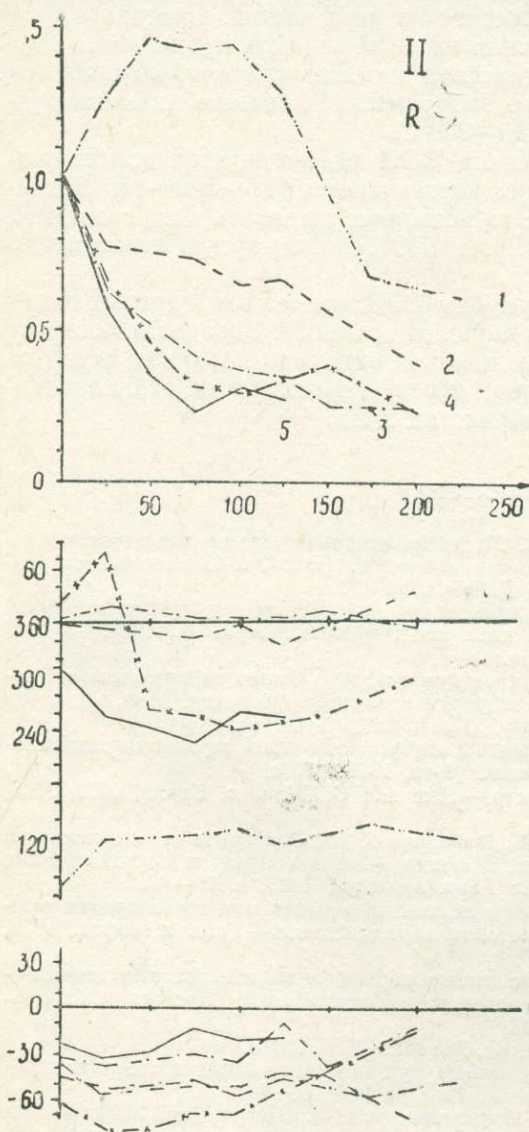


Рис. 7. Размагничивание ЕОН переменным магнитным полем

I — кривые  $I_n(\tilde{H})$  для образцов из зон прямой, II — для образцов из зон обратной геомагнитной полярности. I. 1 — ст. 1920, обр. 337; 2 — ст. 1925, обр. 57; 3 — ст. 1929, обр. 125; 4 — ст. 1936-10, обр. 125-а; 5 — ст. 1936-13, обр. 57-а. II. 1 — ст. 1920, обр. 352; 2 — ст. 1925, обр. 237; 3 — ст. 1929, обр. 160; 4 — ст. 1936-10, обр. 150; 5 — ст. 1936-13, обр. 257

зон свидетельствуют, что вязкая компонента намагниченности разрушается при амплитудах поля 25—50 Э. Поэтому для обработки следует принимать данные измерений  $I_n$  образцов, подвергнутых воздействию полем  $\tilde{H}=100—200$  Э. Эта же амплитуда переменного поля признана оптимальной другими исследователями донных осадков [17].

## Выводы

Во всех образцах обнаружены титанистые магнетиты. При анализе магнитных свойств осадков выявлено, что размер их зерен варьирует в зависимости от географического положения станций. Выявлены магнетитовые фазы и в небольшом количестве гидроокислы железа.

Установлен компонентный состав ЕОН. Палеомагнитный метод пересадки, температурные векторные диаграммы Зийдервида и кривые размагничивания переменным магнитным полем показали, что первичной намагниченностью является ориентационная намагниченность, созданная зернами магнетита и маггемита. Причем, вероятно, маггемитовая компонента ЕОН состоит из двух частей. Следовательно, можно предположить, что вторичная намагниченность кроме вязкой  $I_{IV}$  состоит из небольшой доли химической намагниченности, обусловленной тонкодисперсным маггемитом. Разрушение химической намагниченности наблюдается в интервале 240—320°C.

При таком компонентном составе ЕОН рекомендуется комбинированная массовая чистка образцов: чистка полем ( $H \sim 100-150$  Э), затем термочистка (200—250°C). Это позволяет выделить направление и оценить вклад каждой из компонент ЕОН в суммарную намагниченность.

Проведенные исследования природы ЕОН кроме геомагнитных задач позволят решать частные задачи морской геологии: определять возраст отдельных горизонтов в разрезах колонок отдельных осадков, источников железосодержащих минералов, определять скорости осадконакопления, палеоусловия седиментации частиц и т. д.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Багин В. И., Печерский Д. М. Магнитно-минералогические исследования металлоносных осадков и железомарганцевых конкреций Восточно-Тихоокеанского поднятия.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1977, № 9, с. 91—98.
2. Багина О. Л. Метод пересадки в вопросе о происхождении естественной остаточной намагниченности: Автореф. дис... канд. физ.-мат. наук. М., 1968. 15 с. В надзаг.: Моск. ун-т им. М. В. Ломоносова.
3. Буров Б. В. Дифференциальный термомагнитный анализ железистых минералов.— В кн.: Материалы IX конф. по вопросам постоянного геомагн. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973, ч. 2, с. 62—64.
4. Буров Б. В., Ясонов П. Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1979. 160 с.
5. Бураков К. С. Термомагнитометр.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1977, № 5, с. 92—96.
6. Линькова Т. И., Малахов М. И., Малахова Г. Ю. О природе намагниченности глубоководных донных осадков.— В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия Востока и Северо-Востока Азии. Магадан, 1981, с. 75—97.
7. Малахов М. И. Об использовании величины кучности при исследовании естественной остаточной намагниченности методом пересадки.— Геол. и геофиз., 1979, № 11, с. 149—151.
8. Малахов М. И. Вопросы автоматизации обработки палеомагнитных данных.— В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия Востока и Северо-Востока Азии. Магадан, 1981, с. 121—138.
9. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 347 с.
10. Петрова Г. Н. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях.— Геомагнитные исследования. М.: Сов. радио, 1977, № 19, с. 40—50.
11. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 256 с.
12. Шило Н. А., Малахов М. И., Линькова Т. И. Литогенез и гранулометрия мелкозернистых осадочных пород при образовании остаточной намагниченности.— Колыма, 1978, № 11, с. 39—42.
13. Ясонов П. Г. Методика магнитно-минералогических исследований на примере красноцветных отложений верхней перми и нижнего триаса Востока Русской плиты: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. М., 1981. 19 с. В надзаг.: АН СССР. Ин-т физики Земли.

14. **Dunlop D. I.** On the use of Zijdeveld vector diagrams in multicomponent paleomagnetic studies. *Phys. Earth and Planet. Inter.*, v. 20, N. 1, 1979, p. 12—24.
15. **Kobayshi K., Nomura M.** Ferromagnetic minerals in the sediment cores collected from the Pacific Basin. *J. Geophys.*, v. 40, N. 4, 1974, p. 501—512.
16. **Johnson H. P., Kinoshita H., Merrill R. T.** Rock magnetism and paleomagnetism of some North Pacific deep-sea sediments. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 86, N. 3, 1975, p. 412—420.
17. **Opdyke N. D., Foster J.** Paleomagnetism of cores from the North Pacific. *Geol. Soc. Amer.*, 1970, v. 126, p. 83—119.
18. **Strangway D. W., McMahon B. E., Bischoff J. L.** Magnetic properties of minerals from the Red Sea thermal brines. In: *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea* (Springer Verlag, N. Y., 1969), p. 460—473.
19. **Zijdeveld J. D. A. A. C.** demagnetization of rocks: analysis of results. In: *Methods in paleomagnetism* (Elsevier, Amsterdam), 1967, p. 254—286.

**«АБСОЛЮТНЫЙ» И ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ СПОСОБЫ  
ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ  
ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО ОСАДОЧНЫМ ПОРОДАМ**

Проблема определения напряженности геомагнитного поля ( $H_{др}$ ) для геологического прошлого является одной из основных в палеомагнитологии. Для определения величины  $H_{др}$  используются горные породы, обладающие только первичной намагниченностью с очень малой долей вторичной.

Если для пород с термоостаточной намагниченностью разработан надежный способ оценки  $H_{др}$  (метод Телье), то для осадочных пород используют метод переосаждения, который применим только для слабощеменированных пород.

Цель настоящей статьи — указать возможности использования классического метода переосаждения с позиции теории образования ориентационной намагниченности и дать теоретическое обоснование палеомагнитного метода «длинных» частиц для определения напряженности древнего магнитного поля Земли.

Метод переосаждения предполагает линейную зависимость намагниченности от величины поля и использует относительный способ оценки напряженности  $H_{др}$  [10, 13]:

$$H_{др} = (I_n/I_{гд}) H_{лаб}. \quad (1)$$

Здесь  $H_{лаб}$  — лабораторное поле;

$I_{гд}$  — ориентационная намагниченность, полученная переосаждением в поле  $H_{лаб}$ .

Обоснуем соотношение (1), опираясь на модель ориентационной намагниченности [12]:

$$I_{гд} = NML (K), \quad (2)$$

где  $N$  — число ферромагнитных частиц в единице объема;

$M$  — магнитный момент зерна;

$L(K)$  — функция Ланжевена;

$K = MN\lambda/S_0$  — кучность [15],

здесь  $S_0$  — спектральная плотность дезориентирующих воздействий внешней среды на зерно;

$\lambda = 6\eta\nu$  — коэффициент вращательной вязкости;

$\eta$  — коэффициент внутреннего трения жидкости (для чистой воды  $\eta = 0,01$  Пз, для соленой — 0,015—0,02 Пз);

$\nu$  — объем частиц (для эллипсоидальной частицы с полуосями

$$a, b, c — \nu = \frac{4}{3} \pi a \cdot b \cdot c).$$

Намагниченность  $I_{гд}$  линейно зависит от поля при условии, что магнитная энергия меньше дезориентирующей или обе они одного порядка ( $K \leq 1$ ). При разложении функции Ланжевена в ряд по кучности ( $L(K) \sim K/3$ ) формула (2) упрощается:

$$I_{гд} = NM \frac{MN}{3S_0} \lambda. \quad (3)$$

В уравнении (3)  $I_{гд} = \kappa N$ , где  $\kappa = (NM^2\lambda)/(3S_0)$ . Получаем формулу определения  $N_{др}$ , составив пропорцию:

$$N_{др} = \frac{\kappa_{лаб} I_n}{\kappa_{др} I_{гд}} \cdot N_{лаб}, \quad (4)$$

где  $\kappa_{лаб}$  и  $\kappa_{др}$  — коэффициенты для  $I_{гд}$  и  $I_n$ . Предполагая, что лабораторные условия осаждения сходны с древними ( $\lambda_{др} = \lambda_{лаб}$ ,  $S_0^{др} = S_0^{лаб}$ ) и что число\* частиц и магнитные моменты не изменились ( $N_{др} = N_{лаб}$ ,  $M_{др} = M_{лаб}$ ), получим формулу  $N_{др} = (I_n/I_{гд}) N_{лаб}$ , совпадающую с уравнением (1) при указанных ограничениях.

Самое существенное ограничение, очевидно, заключается в выполнении неравенства  $MN \lesssim S_0/\lambda$ . Второе ограничение состоит в том, что

магнитные моменты частиц не изменились. Если второе условие зависит от природных факторов, то нелинейность можно учесть следующим образом. Из определения кучности [16] следует:

$$K = MN/E, \quad (5)$$

где  $E$  — дезориентирующая энергия. Для ориентационной намагниченности она определяется как  $E = E_0 = S_0/\lambda$ . Используя соотношение (5), запишем пропорцию [4]:

$$N_{др} = (K_{др} E_{др} M_{лаб} / K_{лаб} E_{лаб} M_{др}) N_{лаб}. \quad (6)$$

В формуле (6)  $K_{др}$  и  $K_{лаб}$  — кучности,  $E_{др}$  и  $E_{лаб}$  — энергии дезориентирующих факторов. Далее предполагаем, что  $E_{лаб} \cong E_{др}$ . Для вычисления кучностей выбираем зерна ферромагнитных частиц, не подвергшихся существенным изменениям ( $M_{др} \cong M_{лаб}$ ):

$$N_{др} = (K_{др}/K_{лаб}) N_{лаб}. \quad (7)$$

Отметим, что формула (7) не предполагает никаких ограничений для величин кучностей  $K$ . Кучность  $K$  есть численное значение степени ориентировки магнитных моментов и, как показано ниже, длинных осей частиц по полю  $\vec{H}_{др}$ . Стабильность ориентировки оси магнитного зерна ко всем возможным разрушающим факторам послужила основанием для создания палеомагнитного метода «длинных» частиц.

Д. М. Печерский опробовал метод «длинных» частиц\*\* для исследования палеомагнитных свойств осадочных пород [7]. Этот метод позволяет выделять «полезный сигнал» на фоне «помех», т. к. выбираются наиболее подходящие минеральные зерна. Теоретическое обоснование палеомагнитного метода «длинных» частиц опирается на механизм формирования ориентационной намагниченности.

## ПОСТОРИЕНТАЦИОННАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ ОДНОДОМЕННЫХ И ПСЕВДООДНОДОМЕННЫХ ЗЕРЕН

Уравнения для ориентационной намагниченности [15, 18] не содержат параметров, характеризующих гранулометрический состав ферромагнитной фракции. Стейси Ф. [24] впервые провел теоретические исследования влияния гранулометрии магнитных зерен на величину ориентационной намагниченности. Он проинтегрировал правую часть уравнения

$$I_{гд} = I_0 \left( \operatorname{cth} \frac{MH_e}{kT} - \frac{kT}{MH_p} \right) \quad (8)$$

\* Можно ввести поправку на изменившуюся концентрацию частиц.

\*\* А. Рис [23] предложил несколько другую трактовку этого метода.

для детритовой намагниченности, созданной фракцией зерен одного размера по магнитному моменту  $M$  в пределах от нуля до  $M_{\max}$ , предполагая равномерное распределение величины  $M$ . В уравнении (8)  $I_0^*$  — намагниченность, соответствующая полной ориентации всех моментов  $M$  по магнитному полю  $H_e$ ,  $k$  — постоянная Больцмана,  $T$  — температура среды осаждения. В результате интегрирования Стейси получил следующее уравнение:

$$I_{rd} = \frac{I_0}{2K_{\max}} \cdot \ln \left\{ \frac{\text{sh} K_{\max}}{K_{\max}} \right\}, \quad (9)$$

где  $K_{\max} = (M_{\max} H_e) / (kT)$ .

При интегрировании уравнения (8) Стейси считал, что  $I_0$  является константой. Однако величина  $I_0 = NM$ , где  $N$  — число частиц в единице объема, зависит от магнитного момента и не может быть вынесена из-под знака интеграла как постоянная. Им была использована «тепловая» модель ориентационной намагниченности (8). Дезориентирующая энергия равна  $E = E_0 = k \cdot T$  и не зависит от вязкости среды и воздействий на частицы придонных гидродинамических факторов.

В действительности задача интегрирования существенно усложняется. Во-первых, необходимо учитывать наиболее полную зависимость намагниченности ансамбля частиц одного размера от условий осаждения. Во-вторых, следует учесть влияние гранулометрии ферромагнитных зерен, находящихся в различных магнитных состояниях (суперпарамагнитном, однодоменном, псевдооднодоменном), на величину посториентационной намагниченности [12].

Намагниченность, созданная ансамблем одинаковых частиц с магнитным моментом  $M$ , равна:

$$I_{rd} = NML \left( \frac{MH_e}{S_0} \cdot \lambda \right), \quad (10)$$

где  $N$  — число частиц с объемом  $v$ ;

$\lambda = 6\eta v$  — коэффициент вязкости среды по отношению к вращению;

$\eta$  — коэффициент внутреннего трения жидкой среды.

Характеристика дезориентирующего влияния среды осаждения —  $S_0$  (спектральная плотность) является некоторой суммой  $\sum_k S_k$ . Например,

$S_T$  — броуновская тепловая спектральная плотность,  $S_g$  — гравитационная,  $S_{bt}$  — броуновская турбулентная (мелкомасштабная турбулентность),  $S_b$  — биологическая (роющие организмы-иллоеды),  $S_c$  — столкновительная (взаимодействие магнитных частиц через столкновение с немагнитными) и т. д. Уравнение (10) выполняется для совокупности зерен размером меньше 15—20 мкм. Для таких малых частиц можно не учитывать инерционный член в уравнении вращательного движения зерна в суспензии.

При наличии в осадке частиц разных объемов  $v_i$ , а значит и магнитных моментов, формула для  $I_{rd}$  приобретает такой вид (дискретный случай):

$$I_{rd} = \sum_{i=1}^n N_i M_i L (M_i H_e \lambda_i / S_0).$$

Совокупность из  $N$  частиц включает  $n$  групп, т. е. каждая  $i$ -я группа состоит из  $N_i$  одинаковых частиц с моментами  $M_i$  и объемами  $v_i$ , причем  $N = \sum_i N_i$ . На самом деле, даже внутри  $i$ -й группы одинаковых частиц

\* В дальнейшем будем называть ее остаточной ориентационной намагниченностью насыщения.

нет, поэтому следует учитывать непрерывное их распределение по размерам и соответственно по магнитным моментам  $M$  (для однодоменных частиц  $M=I_s v$ ,  $I_s$  — намагниченность насыщения).

Дифференциальные функции распределения  $W(v)$  и  $\Psi(M)$  по объемам и магнитным моментам частиц в интервалах  $(0, v_{sd}^e)$  и  $(0, M_{sd}^e)$  нормируется на единицу:

$$\int_0^{v_{sd}^e} W(v) dv = 1; \quad \int_0^{M_{sd}^e} \Psi(M) dM = 1. \quad (11)$$

Здесь  $v_{sd}^e$ ,  $M_{sd}^e$  — максимально возможные объем и магнитный момент однодоменной частицы. Вероятность того, что найдутся частицы с объемами от  $v$  до  $v+dv$  и магнитными моментами от  $M$  до  $M+dM$ , равна:  $d\rho = W(v) dv = \Psi(M) dM$ .

При  $M=I_s v$  отметим соотношение между функциями распределения:

$$\Psi(M) = W(M/I_s)/I_s \text{ или } W(v) = \Psi(I_s v) I_s. \quad (12)$$

Уравнение для  $I_{rd}$  с учетом гранулометрического распределения ферромагнитных частиц в слое осадка принимает следующий вид:

$$I_{rd} = N \int_0^{M_{sd}^e} M L(M H_e \lambda / S_0) \Psi(M) dM. \quad (13)$$

Если перейти к объемам, что естественнее при гранулометрическом анализе, то

$$I_{rd} = N I_s \int_0^{v_{sd}^e} v L(I_s v^2 H_e 6\eta / S_0) W(v) dv. \quad (14)$$

Уравнение Стейси (9) выводится из соотношения (13), когда распределение магнитных частиц от нуля до  $M_{sd}^e$  равномерное:  $\Psi(M) = E(M_{sd}^e) = 1/M_{sd}^e$ :

$$I_{rd} = N \int_0^{M_{sd}^e} M L(M H_e \lambda / S_0) E(M_{sd}^e) dM.$$

При  $\lambda = 6\eta v = 6\eta M/I_s$  получим формулу Стейси:

$$I_{rd} = \frac{N M_{sd}^e}{2 K_{sd}^e} \cdot \ln \left\{ \frac{\text{sh} K_{sd}^e}{K_{sd}^e} \right\}, \quad (15)$$

где  $K_{sd}^e = M_{sd}^e \cdot H_e \lambda_{sd}^e / S_0$ , а  $\lambda_{sd}^e = 6\eta v_{sd}^e$ . Если  $I_{rd}$  вычислять по соотношению (14), то следует произвести замену  $M_{sd}^e \rightarrow I_s v_{sd}^e$ . Уравнение не будет отличаться от уравнения (15), в котором кучность

$$K_{sd}^e = I_s H_e 6\eta (v_{sd}^e)^2 / S_0.$$

#### Нормировки по суперпарамагнитной области, области магнитной вязкости, стабильной однодоменной и псевдооднодоменной областям

Как известно [5], однодоменные частицы в зависимости от объема подразделяются при фиксированной температуре (например,  $T=20^\circ\text{C}$ ) на суперпарамагнитные, однодоменные частицы, ответственные за магнитовязкие процессы, и однодоменные частицы, обладающие стабиль-

ной намагниченностью. Следующий гранулометрический интервал занимают псевдооднородные частицы [25].

Определим вклад частиц каждого упомянутого гранулометрического интервала в намагниченность осадка.

**Суперпарамагнитные частицы.** Охарактеризуем верхнюю границу суперпарамагнитной области некоторым объемом  $v_{sup}^e$ , которому соответствует магнитный момент  $M_{sup}^e = I_{sup} v_{sup}^e$ . Частицы с магнитными моментами из интервала  $(0, M_{sup}^e)$  создают намагниченность  $I_{sup}$ . Величину ее можно вычислить по формуле, аналогичной (13). Эта намагниченность зависит от магнитного поля  $H$ , в котором находится образец в данный момент. Дезориентирующим фактором являются только тепловые флуктуации, т. е. угловое распределение магнитных моментов  $N_{sup}$  частиц около поля  $H$  соответствует распределению Больцмана. Пользуясь формулой (13), запишем:

$$I_{sup} = N_{sup} \int_0^{M_{sup}^e} M \left( \text{cth} \frac{MH}{kT} - \frac{kT}{MH} \right) \Psi(M) dM. \quad (16)$$

Для простоты вычислений примем  $\Psi(M) = E(M_{sup}^e) = 1/M_{sup}^e$ .

При малых полях, когда  $MH \lesssim kT$ , разложим в ряд функцию Лан-

жевена  $L(K) \sim K/3$ , тогда 
$$I_{sup} = N_{sup} \int_0^{M_{sup}^e} M \frac{MH}{3kT} \cdot \frac{1}{M_{sup}^e} dM = \frac{N_{sup} (M_{sup}^e)^2}{9kT} \cdot H,$$

$$\text{или } I_{sup} = \kappa_{sup} H, \quad (17)$$

где  $\kappa_{sup} = N_{sup} (M_{sup}^e)^2 / (9kT)$ .

Если на образец действует очень сильное магнитное поле ( $MH_s > kT$ ,  $L(K) = 1 - 1/K$ ), то

$$I_{sup} = N_{sup} \int_0^{M_{sup}^e} M \left( 1 - \frac{kT}{MH_s} \right) \frac{dM}{M_{sup}^e} = N_{sup} \left( \frac{M_{sup}^e}{2} - \frac{kT}{H_s} \right). \quad (18)$$

Согласно соотношению (18) вклад суперпарамагнитных частиц в намагниченность насыщения ( $H_s \rightarrow \infty$ ) равен

$$I_{sup} = N_{sup} \frac{M_{sup}^e}{2}. \quad (19)$$

**Однодоменные частицы, ответственные за магнитовязкие процессы.** Частицы этой области создают вязкую остаточную намагниченность  $I_{rv}$ . Ее можно схематично записать, следуя работе [16]:

$$I_{rv} = \int_{t_0}^0 \kappa_v(t, \dots) \frac{dH}{dt} dt.$$

Частицы с временами релаксации по Неелю  $\tau < t_0$  не будут «помнить» древнее геомагнитное поле периода формирования породы.

Область объемов частиц, ответственных за  $I_{rv}$ , характеризуется нижним  $v_v^B$  и верхним  $v_v^e$  значениями. Например, Т. Нагата [5] для магнетита делает следующие оценки:  $v_v^B \sim 0,03^3$  мкм<sup>3</sup> и  $v_v^e \sim 0,036^3$  мкм<sup>3</sup>.

Определим вклад частиц из области магнитной вязкости в намагниченность насыщения при следующем допущении. В полях  $H_s \rightarrow \infty$  все

магнитные моменты ориентируются по полю и для  $\Psi(M) = E(Mv_e - M^B) = 1/(M_v^e - M_v^B)$  намагниченность  $I_{rv}$  равна  $N_v \int_{M_v^B}^{M_v^e} M\Psi(M) dM = \frac{N_v}{2} (M_v^e - M_v^B)$ . Здесь  $M_v^e = I_s v_v^e$ ,  $M_v^B = I_s v_v^B$ .

**Ориентационная намагниченность ансамбля однодоменных частиц.** Однодоменные частицы, ответственные за стабильную намагниченность, должны нести информацию о величине и направлении вектора древнего магнитного поля Земли  $H_e$ . Модель формирования ориентационной намагниченности ансамбля одинаковых частиц представлена уравнением (10). Определим интервал изменения объема частиц и их моментов: нижние пределы — объему  $v_{sd}^B$  соответствует магнитный момент  $M_{sd}^B$ , верхние пределы — объему  $v_{sd}^e$  соответствует  $M_{sd}^e$ . Запишем формулу ориентационной намагниченности, приняв для простоты вычисления  $\Psi(M) = E(M_{sd}^e - M_{sd}^B) = 1/(M_{sd}^e - M_{sd}^B)$ ,

$$I_{sd} = N_{sd} \int_{M_{sd}^B}^{M_{sd}^e} ML (MH_e \lambda / S_0) \frac{dM}{M_{sd}^e - M_{sd}^B}. \quad (20)$$

Интегрируя правую часть уравнения (20) и учитывая, что коэффициент вращательной вязкости равен  $\lambda = 6\eta M / I_s$ , получим:

$$I_{sd} = \frac{N_{sd}}{M_{sd}^e - M_{sd}^B} \left\{ \frac{(M_{sd}^e)^2}{2K_{sd}^e} \ln \left( \frac{\text{sh}K_{sd}^e}{K_{sd}^e} \right) - \frac{(M_{sd}^B)^2}{2K_{sd}^B} \ln \left( \frac{\text{sh}K_{sd}^B}{K_{sd}^B} \right) \right\}, \quad (21)$$

где  $K_{sd}^e = M_{sd}^e H_e \lambda_{sd}^e / S_0$ ;  
 $K_{sd}^B = M_{sd}^B H_e \lambda_{sd}^B / S_0$ ;  
 $\lambda_{sd}^e = 6\eta v_{sd}^e$ ;  
 $\lambda_{sd}^B = 6\eta v_{sd}^B$ .

В случае больших дезориентирующих гидродинамических воздействий или малых магнитных полей  $K_{sd}^e$  и  $K_{sd}^B < 1$ , тогда  $\text{sh}K \sim K + K^3/6$ ;  $\ln(1 + K^2/6) \sim K^2/6$ . Уравнение (21) преобразуется в более простое:

$$I_{sd} = \left\{ \frac{N_{sd}}{M_{sd}^e - M_{sd}^B} \left[ \frac{(M_{sd}^e)^3 \lambda_{sd}^e}{12} - \frac{(M_{sd}^B)^3 \lambda_{sd}^B}{12} \right] \right\} H_e. \quad (22)$$

В случае малых возмущений  $L(K) \sim 1 - S_0 / (MH_e \lambda)$

$$I_{sd} = N_{sd} \int_{M_{sd}^B}^{M_{sd}^e} M \left( 1 - \frac{S_0}{MH_e \lambda} \right) \frac{dM}{M_{sd}^e - M_{sd}^B};$$

$$I_{sd} = \frac{N_{sd}}{M_{sd}^e - M_{sd}^B} \left\{ \left[ \frac{(M_{sd}^e)^2}{2} - \frac{(M_{sd}^B)^2}{2} \right] - \frac{S_0 (M_{sd}^e - M_{sd}^B)}{H_e (\lambda_{sd}^e - \lambda_{sd}^B)} \ln \frac{\lambda_{sd}^e}{\lambda_{sd}^B} \right\}. \quad (23)$$

Определим из уравнения (23) ориентационную намагниченность насыщения, созданную однодоменными зернами:

$$I_0 = \frac{N_{sd}}{M_{sd}^e - M_{sd}^B} \left\{ \frac{(M_{sd}^e)^2}{2} - \frac{(M_{sd}^B)^2}{2} \right\} = \frac{N_{sd}}{2} (M_{sd}^e + M_{sd}^B).$$

**Ориентационная намагниченность ансамбля псевдооднодоменных частиц.** Псевдооднодоменные частицы имеют свойства, подобные свойствам однодоменных, т. к. обладают постоянным остаточным магнитным моментом, но разбиты на малое число доменов [25]. Минимум полной энергии такого зерна достигается при неодинаковых объемах прямо- и обратномагнитических областей. Например, для двудоменной частицы остаточный магнитный момент определяется доменной стенкой, объем которой занимает до 60 % объема всего зерна. Необходимо отметить, что магнитный момент такой частицы будет вычисляться как  $M = \sigma I_s v_{psd}$ , где  $\sigma = I_r / I_s$  — относительная намагниченность зерна, а  $v_{psd}$  — объем частицы. Относительная намагниченность  $\sigma$  является функцией объема зерна [14]. Уравнение для ориентационной намагниченности псевдооднодоменных частиц с объемами от  $v_{psd}^B$  до  $v_{psd}^e$  аналогично уравнению (14):

$$I_{psd} = N_{psd} I_s \int_{v_{psd}^B}^{v_{psd}^e} \sigma(v) v L(\sigma(v) I_s v^2 6\eta H_e / S_0) W(v) dv. \quad (24)$$

Проинтегрировать выражение (24) невозможно, пока неизвестна зависимость  $\sigma = \sigma(v)$ , даже если определена функция  $W(v)$ .  $\sigma$  с ростом размеров частиц падает, а абсолютная величина остаточного момента  $M$  зерна растет.

В данной работе не рассматривается поведение многодоменных частиц в жидкости. Во-первых, вероятно, у таких частиц остаточный магнитный момент близок к нулю, и они не могут создавать ориентационную намагниченность [17]. Во-вторых, выбранная модель (уравнение 10) не может описывать намагниченность фракции крупных частиц (более 15 мкм), т. к. при выводе уравнения (10) не учитывался момент инерции таких частиц. Их вращательное движение не является стохастическим.

Для примера определим интервалы изменения магнитных моментов ансамбля однодоменных и псевдооднодоменных частиц магнетита.

Область, занимаемая суперпарамагнитными частицами, имеет такие границы:  $v_{sup}^B = 0, v_{sup}^e \cong 0,03^3 \text{ мкм}^3$  [19],  $I_s = 480 \text{ гс}$ , соответственно  $M_{sup}^B = 0$  и  $M_{dsu}^e = 1,3 \cdot 10^{-15} \text{ ед. СГС}$ .

Для области магнитовязких процессов [5]  $v_v^B \cong 0,03^3 \text{ мкм}^3$ ,  $v_v^e \cong 0,036^3 \text{ мкм}^3$ ,  $M_v^B = 1,3 \cdot 10^{-15} \text{ ед. СГС}$ ,  $M_v^e \cong 2,23 \cdot 10^{-15} \text{ ед. СГС}$ .

Для однодоменной области  $v_{sd}^B \cong 0,036^3 \text{ мкм}^3$ ,  $v_{sd}^e = v_{sd}^e(q)$ , где  $q$  — удлиненность частицы; соответственно  $M_{sd}^B \cong 2,23 \cdot 10^{-15} \text{ ед. СГС}$ . В этом случае верхнее значение магнитного момента  $M_{sd}^e$  является функцией параметра удлиненности частицы.  $M_{sd}^e = M_{sd}^e(q)$  и варьирует примерно от  $2,45 \cdot 10^{-13} \text{ ед. СГС}$  при  $q=1$  до  $38,4 \cdot 10^{-13} \text{ ед. СГС}$  при  $q=3$ .

Частицы псевдооднодоменной области дают наибольший вклад в ориентационную намагниченность тонкодисперсных осадков. По мнению Стейси [11], малодоменные зерна магнетита и однодоменный гематит в основном определяют явления магнетизма горных пород. Для

этого класса частиц  $v_{psd}^B = v_{sd}^e(q)$ , а верхний предел, по данным разных авторов [20—22, 25], варьирует от  $15^3 \text{ мкм}^3$  до  $20^3 \text{ мкм}^3$ . Намагниченность зерна  $I_r$  является функцией объема и удлиненности  $q$ . Зависимость относительной намагниченности  $\sigma(d) = I_r/I_s$  зерен с формой параллелепипеда (объем  $v = qd^3$ ) от размера частицы  $d$  представлена на рис. 1.

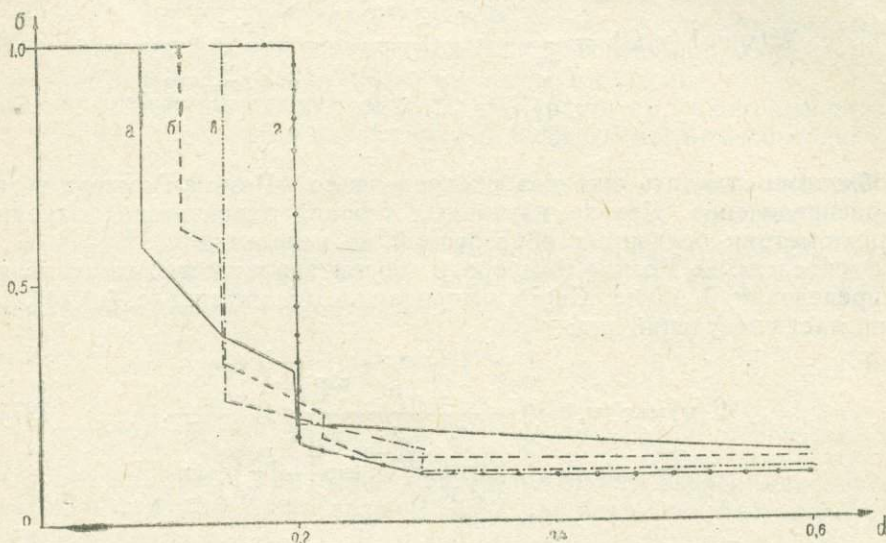


Рис. 1. Зависимость относительной намагниченности  $\sigma(q, d)$  частиц магнетита, имеющих форму параллелепипеда, от размера зерен  $d$  и их удлиненности  $q$ : а —  $q=1$ , б —  $q=1,5$ , в —  $q=2$ , г —  $q=3$  (по Щербакову В. П. [14])

Для микронных частиц с  $d \approx 1$  мкм Иванс [22] дает значения  $I_r = \sigma \cdot I_s = 2$  ед. СГС/см<sup>3</sup>. У зерен с  $d \sim 15-20$  мкм величина остаточной намагниченности уменьшается до  $I_r = 0,1$  ед. СГС/см<sup>3</sup>. Поэтому область псевдооднородности следует разделить на несколько интервалов, в каждом из которых  $\sigma(q, v)$  является кусочно-линейной функцией от объема зерна, что позволяет интегрировать выражение (24).

#### Функции распределения частиц по размерам

В соотношениях (16—23) проводилось интегрирование по функции, описывающей равномерное распределение зерен по размерам. Однако оно является грубым приближением к реальному гранулометрическому распределению частиц.

Рассмотрим наиболее распространенное в теории вероятностей нормальное распределение. На интервале  $(v^B, v^e)^*$  это распределение описывается функцией:

$$W(v) \equiv n(v, D) = \frac{1}{D\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{(v-v_{cp})^2}{2D^2}\right\} / \left[\Phi(v^e) - \Phi(v^B)\right], \quad (25)$$

где  $\Phi(v) = \int_{-\infty}^v \frac{1}{D\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(v-v_{cp})^2}{2D^2}} \cdot dv$  — интеграл вероятности.

При больших дисперсиях  $D$  нормальное распределение переходит в равномерное  $\lim_{D \rightarrow \infty} n(v, D) = E(v^e - v^B)$ .

\* Нижний индекс опущен.

Существует предположение, что разные эмпирические функции распределения частиц по размерам соответствуют различным фациальным условиям формирования осадка [8]. Гриффитс [2] отмечает, что в большинстве случаев распределение размеров зерен приближается к логарифмически-нормальному:

$$W(v) = 1(v, \Omega) = \frac{\frac{1}{\Omega \sqrt{2\pi}} \cdot \frac{1}{v} \exp\left\{-\frac{(\ln v - \ln v_{cp})^2}{2\Omega^2}\right\}}{\int_{v^B}^{v^E} \frac{1}{\Omega \sqrt{2\pi}} \cdot \frac{1}{v} \exp\left\{-\frac{(\ln v - \ln v_{cp})^2}{2\Omega^2}\right\} dv} \quad (26)$$

Необходимо отметить еще два распределения — Розина-Рамлера и гамма-распределение. Другие изучаемые теорией вероятностей законы в гранулометрии осадочных образований не используются [9].

Распределение Розина-Рамлера в теории вероятностей известно как распределение Вейбула. Перенормированное на интервале  $(v^B, v^E)$ , оно принимает следующий вид:

$$W(v) \equiv \Gamma(v, \beta, \gamma) = \frac{\frac{\beta}{\gamma} \left(\frac{v}{\gamma}\right)^{\beta-1} \exp\left\{-\left(\frac{v}{\gamma}\right)^\beta\right\}}{\int_{v^B}^{v^E} \frac{\beta}{\gamma} \left(\frac{v}{\gamma}\right)^{\beta-1} \exp\left\{-\left(\frac{v}{\gamma}\right)^\beta\right\} dv} \quad (27)$$

Если в формуле (27) принять  $\beta=2$ , то получается распределение Релея; при  $\beta=1$  — экспоненциальное распределение ( $\beta > 0, \gamma > 0$  — параметры).

Гамма-распределение описывается следующей функцией:

$$W(v) \equiv q(v, a, \sigma) = \frac{a (av)^{\sigma-1} \cdot \exp\{-av\} / \Gamma(\sigma)}{\int_{v^B}^{v^E} a (av)^{\sigma-1} \exp\{-av\} / \Gamma(\sigma) dv} \quad (28)$$

где  $\Gamma(\sigma)$  — гамма-функция,  $a$  и  $\sigma$  — некоторые параметры масштаба.

В формулах (25—28) функция  $W(v)$  перенормирована на единицу, т. к. область возможных значений размеров частиц не является бесконечной. Значения объемов или магнитных моментов  $M$  заключаются между нижним пределом  $A$  и верхним —  $B$ , поэтому дифференциальные функции распределения  $f_n(x)$  преобразуются после следующей пере-

нормировки:  $f_n(x) \rightarrow f(x) / \int_A^B f(x) dx = f(x) / \{F(B) - F(A)\}$ .

$F(x)$  — интегральные функции распределения (кумулятивные кривые), где  $x=v$  или  $M$ . Нормировка на единицу сохраняется:

$$\int_A^B f_n(x) dx = \int_A^B \frac{f(x) dx}{F(B) - F(A)} = \frac{F(B) - F(A)}{F(B) - F(A)} = 1.$$

## ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНОГО МЕТОДА «ДЛИННЫХ» ЧАСТИЦ

В процессе осаждения и выпадения на дно удлинённые зерна ферромагнитных минералов статистически ориентируются длинными осями по направлению внешнего геомагнитного поля. Магнитные моменты достаточно «длинных» частиц (эллипсоидальной или палочкообразной

формы) в силу большой энергии анизотропии формы должны быть направлены при седиментации по длинной оси частицы. Последующее изменение остаточной намагниченности почти не влияет на распределение длинных осей частиц относительно направления ориентирующего поля [3, 7].

Связь степени ориентировки длинных осей ферромагнитных частиц с величиной геомагнитного поля и высокая стабильность ориентации частиц представляют интерес для палеомагнетизма при определении направления и величины древнего геомагнитного поля.

Ссылаясь на результаты работы [12], запишем закон распределения магнитных моментов вокруг направления геомагнитного поля:

$$w(\Theta) = \frac{K}{4\pi \operatorname{sh} K} e^{K \cos \Theta}, \quad (29)$$

где  $K = M H_e \lambda / S_0$ ,  $\Theta$  — угол между  $\vec{M}$  и  $\vec{H}_e$ . Для немагнитных или слабомагнитных частиц осадка ( $M \rightarrow 0$ ) функция  $w(\Theta)$  характеризует равномерное распределение моментов:

$$\lim_{K \rightarrow 0} w(\Theta) = \frac{1}{4\pi}. \quad (30)$$

Из-за жесткой связи направления оси  $\vec{e}$  частицы и магнитного момента последней ( $\vec{M} \parallel \vec{e}$ ) существует возможность экспериментального выявления функции распределения  $f(\Theta)$  длинных осей частиц по углу  $\Theta$  ( $0 \leq \Theta \leq \frac{\pi}{2}$ ). В шлифе образца осадочной породы выделяется достаточно большое количество  $N$  одинаковых частиц и рассчитываются необходимые характеристики функции  $f(\Theta)$ . Легко показать, что между функциями распределения осей и моментов  $w(\Theta)$  существует связь. Пусть  $dN'_\Theta$  — число частиц, длинные оси которых ориентированы по отношению к внешнему полю под углом  $\Theta$  в интервале  $(\Theta, \Theta + d\Theta)$ , тогда  $dN'_\Theta = N 2\pi f(\Theta) \sin \Theta d\Theta$ .

Условие нормировки функции  $f(\Theta)$ :  $N 2\pi \int_0^{\pi/2} f(\Theta) \sin \Theta d\Theta = N$ .

Аналогично нормируется функция распределения  $w(\Theta)$ :

$$dN''_\Theta = N 2\pi w(\Theta) \sin \Theta d\Theta, \quad N 2\pi \int_0^{\pi/2} w(\Theta) \sin \Theta d\Theta = N.$$

Функции  $f(\Theta)$  и  $w(\Theta)$  обладают следующим свойством из-за аксиальной симметрии модели:

$$f(\Theta) = w(\Theta) + w(\pi - \Theta). \quad (31)$$

Число частиц, оси которых находятся под углом  $\Theta$  в интервале  $(\Theta, \Theta + d\Theta)$ , равно  $dN''_\Theta$ , тогда эти же частицы располагают свои магнитные моменты под углами  $\Theta$  и  $\pi - \Theta$ :

$$dN'_\Theta = dN''_\Theta + dN''_{\pi - \Theta},$$

$$2\pi N f(\Theta) \sin \Theta d\Theta = 2\pi N w(\Theta) \sin \Theta d\Theta + 2\pi N w(\pi - \Theta) \sin \Theta d\Theta.$$

Последнее равенство подтверждает свойство (31). По равенству (31) определим  $f(\Theta)$  и соответствующую ей интегральную функцию распределения  $F_K(\Theta)$ :

$$f(\Theta) = \frac{K}{4\pi \operatorname{sh} K} \left( e^{K \cos \Theta} + e^{-K \cos \Theta} \right) = \frac{K \operatorname{ch}(K \cos \Theta)}{2\pi \operatorname{sh} K},$$

$$F_K(\Theta) = 2\pi \int_0^\Theta f(\Theta) \sin \Theta d\Theta = 1 - \frac{\operatorname{sh}(K \cos \Theta)}{\operatorname{sh} K} = W_K(\Theta) + W_{-K}(\Theta).$$

Здесь  $0 \leq \theta \leq \pi/2$ .  $W_K(\theta)$  — интегральная функция распределения магнитных моментов по углу  $\theta$  ( $0 \leq \theta \leq \pi$ ), которая равна  $2\pi \int_0^{\theta} w(\theta) \cdot \sin \theta d\theta = \frac{e^k - e^{k \cos \theta}}{2 \operatorname{sh} K}$ .

Для слабомагнитных частиц ( $K \rightarrow 0$ ) функции  $w(\theta)$  и  $W_K(\theta)$  характеризуют равномерное распределение магнитных моментов:  $w(\theta) = 1/4\pi$ ,  $W_K(\theta) = W_0(\theta) = (1 - \cos \theta)/2$ , а функции  $f(\theta)$  и  $F_K(\theta)$  — распределение осей по углу  $\theta$ :  $f(\theta) = 1/2\pi$ ,  $F_K(\theta) = F_0(\theta) = 1 - \cos \theta$ .

При  $K \gg 1$  выполняются следующие соотношения в интервале  $0 \leq \theta \leq \pi/2$ :

$$f(\theta) \cong w(\theta), F_K(\theta) \cong W_K(\theta).$$

### Методика изучения степени ориентировки частиц по полю

Визуальные исследования проводятся на уровне областей, которые содержат «подходящие» зерна ферромагнетиков. Наиболее пригодными считаются зерна менее 10 мкм с удлинением  $1,5 < q < 3$ . В ориентированном образце производится срез по плоскости слоя, измеряется ориентировка нескольких сотен (100—300) зерен, строится гистограмма функции распределения  $f(\theta)$  «длинных» частиц в интервале ( $\pm 5^\circ$ ) при  $0 \leq \theta \leq \pi/2$ . По моде гистограммы определяется склонение магнитного поля Земли, а по форме  $f(\theta)$  или  $F_K(\theta)$  оценивается величина  $K$ .

Д. М. Печерский [7] использовал частоту  $\left(\frac{n_i}{\sum n_i}\right)_0$  как степень ориентировки частиц по полю  $N$ . Нетрудно установить связь между  $\left(\frac{n_i}{\sum n_i}\right)_0$  и функциями  $f(\theta)$  и  $F_K(\theta)$ . Из определения функции  $f(\theta)$  можно записать число частиц, длинные оси которых ориентированы под углом  $\theta_i$  в интервале  $\Delta\theta_i = \pm 5^\circ$ :  $n_i \equiv \Delta N' = N 2\pi f(\theta_i) \sin \theta_i \Delta\theta_i$ .

Частота  $\left(\frac{n_i}{\sum n_i}\right)_0$  — это отношение числа частиц, ориентированных под углом  $\theta_i$  с  $\Delta\theta_i = \pm 5^\circ$ , к общему числу частиц  $N = \sum n_i$ . Установим соотношение между частотой и эмпирической дифференциальной функцией распределения осей:

$$f(\theta_i) = \frac{\Delta N'}{N} \cdot \frac{1}{2\pi \sin \theta_i \Delta\theta_i} \equiv \left(\frac{n_i}{\sum n_i}\right)_0 / (2\pi \sin \theta_i \Delta\theta_i).$$

Интегральная эмпирическая функция распределения осей равна:

$$F_K(\theta) = 2\pi \sum_{i=1}^K f(\theta_i) \sin \theta_i \Delta\theta_i = \sum_{i=1}^K \left(\frac{n_i}{\sum n_i}\right)_0,$$

где  $1 < K < 9$ .

На рис. 2 представлены  $f(\theta_i)$  некоторых образцов, построенные по данным работы Д. М. Печерского [7], и определены кучности  $K$ . Весь процесс построения  $f(\theta)$  может быть выполнен на ЭВМ. Результатом будет мода ориентировки частиц и величина кучности  $K$ , которая приводит в соответствие экспериментальные и теоретические функции распределения  $f(\theta_i)$  и  $f(\theta)$  или  $F_K(\theta_i)$  и  $F_K(\theta)$ .

## Использование метода «длинных» частиц для решения некоторых задач палеомагнетизма

Палеомагнитный метод «длинных» частиц применяется для мелкозернистых осадочных пород. Как указывал Д. М. Печерский, с помощью данного метода можно определить склонение земного магнитного поля времени образования осадка. Это дает возможность решить ряд задач:

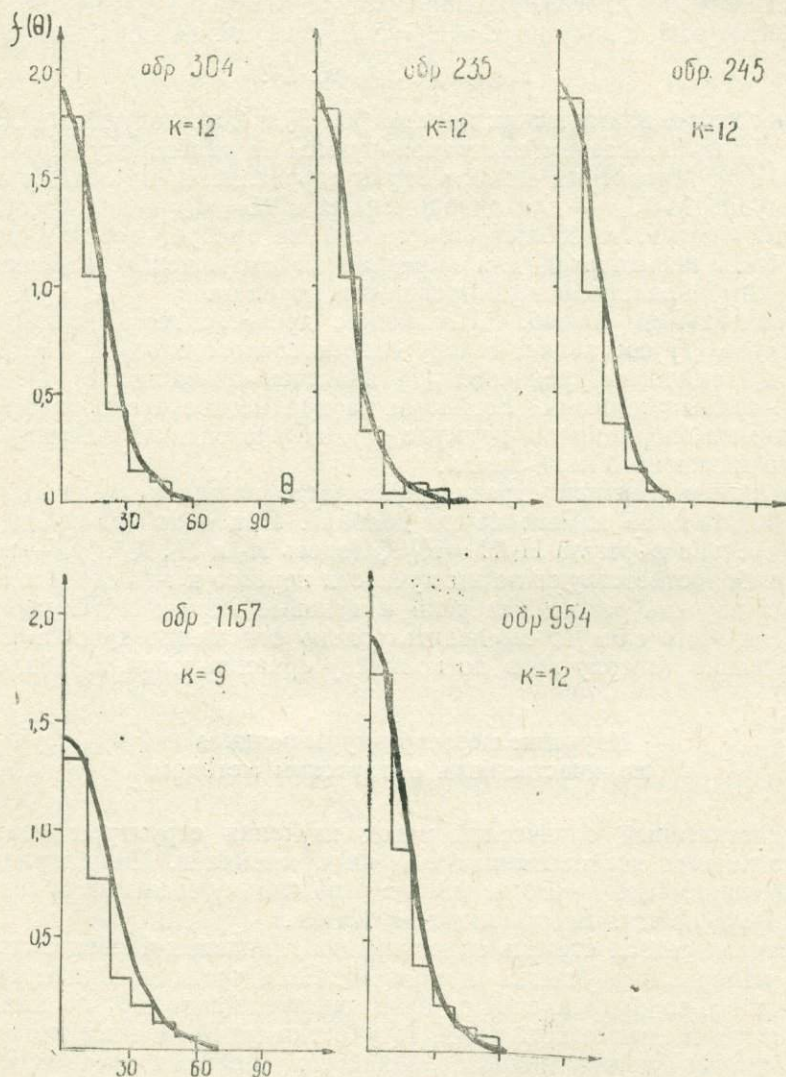


Рис. 2. Эмпирические функции  $f(\theta_1)$  (ступенчатые кривые), построенные по гистограммам ориентировки «длинных» частиц по углам  $\theta_1$  и аппроксимируемые теоретическими функциями  $f(\theta)$  (плавные линии): образцы 304, 235, 245 — корякская и пекулейская свиты, образец 1157 — участок Вилига, образец 954 — о. Сахалин

вычисление палеомагнитных полюсов, построение карт магнитных склонений для палеотектонических реконструкций, изучение вековых вариаций склонения магнитного поля по тонким срезам параллельных слоев, определение ориентировки первичной естественной остаточной намагниченности из сравнения склонения  $I_n$  и моды ориентировки длинных осей частиц.

Анализ ориентировки частиц поможет различить ферромагнитные зерна химического — равномерное распределение длинных осей — и обломочного происхождения — распределение Фишера (29).

Перечисленные задачи автор данной статьи предлагает дополнить двумя способами оценки палеонапряженности геомагнитного поля по кучности  $K$ . Величина  $K$  определяется с помощью функций распределения  $f(\theta)$  или  $F_K(\theta)$ .

«Абсолютный» способ. Преобразуем формулу (5) для кучности при дезориентирующей энергии  $E = E_0 = S_0/\lambda$  следующим образом:

$$H_{др} = (K \cdot S_0) / (M \cdot \lambda).$$

Значения гидродинамических параметров  $S_0$  и  $\lambda$  исследуются в лабораторных условиях, а затем экстраполируются на палеосреду образования слоя осадка. Магнитный момент зерна определяется по объему согласно формулам  $M = I_s v$  — для однодоменных и  $M = \sigma I_s v$  — для псевдооднодоменных частиц. «Абсолютный» способ не требует переосаждения и может быть использован для определения напряженности магнитного поля Земли по сильнолитифицированным породам.

**Относительный способ.** Вычисление древнего геомагнитного поля по формуле (7) составляет основу относительного способа. При кучностях  $K \leq 1$  аналогом уравнения (7) является соотношение (1). Переосадив частицы тонкими слоями на предметное стекло и проделав необходимые операции по формуле (7), можно оценить напряженность древнего магнитного поля Земли.

Для палеомагнитной стратиграфии часто важна не величина поля, а ее относительное изменение по колонке. При однородном литологическом составе формула  $H_i/H_1 = K_i/K_1$  (здесь  $H_1$  и  $H_i$ ,  $K_1$  и  $K_i$  — магнитные поля и соответствующие им кучности первого и  $i$ -го слоев колонки) позволит изучить режим инверсий и вековые вариации геомагнитного поля. Для этого следует вычислить только отношение кучностей  $K$  последовательно (сверху вниз по колонке) сравниваемых тонких срезов.

### Изучение мезоструктуры осадков количественным оптическим методом

Количественный оптический метод изучения структуры осадков в палеомагнитных исследованиях еще не применялся. Ниже приводится схема эксперимента по его использованию для определения ориентировки осей ферромагнитных частиц слоя осадка.

Митчелл связал степень ориентировки глинистых частиц с освещенностью измеряемого участка шлифа [6]. Если частицы сорентированы вдоль какого-то направления в пространстве, например, по направлению вектора геомагнитного поля, то участки шлифа с этими частицами при вращении столика микроскопа как бы угасают и просветляются в скрещенных николях. Этот эффект позволяет использовать фотометрический принцип измерения освещенности шлифа для количественной оценки степени ориентированности частиц по направлению магнитного поля. Для автоматизации процесса изучения мезоструктуры осадков Ю. Б. Осипов проводил фотометрирование отдельных участков шлифа [6] с помощью микрофотометрической насадки ФМЭ-1 (или ФМЭП) [1], установленной на поляризационном микроскопе МИН-8.

Использование такой аппаратуры существенно ускорит построение функций распределения осей ферромагнитных частиц  $f(\theta_1)$  или  $F_K(\theta_1)$ . Несмотря на экспрессность оптического метода, следует отметить и его недостаток: он фиксирует ориентировку магнитных и немагнитных час-

тиц. Ориентировку только магнитных частиц можно определить следующим образом. Вдоль выбранного направления из общей освещенности надо вычесть освещенность, созданную совокупностью немагнитных частиц, предполагая, что известна концентрация ( $C$ ) магнитных частиц в образце. Такая операция обосновывается на языке функций распределения.

В общем числе  $N$  ферромагнитные частицы составляют  $N_{\Phi} = CN$ , а немагнитные —  $N_{H} = (1 - C)N$ .  $T_3$  — освещенность от одного зерна, попадающая на фотоэлектронный умножитель (ФЭУ) при совпадении направления оси зерна с направлением пропускного канала никелей. Тогда  $T = T_3 N$  — полная освещенность участка шлифа,  $T_{\Phi} = T_3 N_{\Phi}$  — освещенность от магнитных и  $T_H = T_3 N_H$  — немагнитных частиц. Дифференциальная освещенность под углом  $\Theta_1$  равна произведению  $T_3$  на число магнитных и немагнитных частиц, оси которых расположены под этим же углом:  $\Delta T_1 = T_3 (N_1^{\Phi} + N_1^H)$ , где

$$N_1^{\Phi} = 2\pi CN f_{\Phi}(\Theta_1) \sin \Theta_1 \Delta \Theta_1, \quad N_1^H = 2\pi (1 - C) N f_H(\Theta_1) \sin \Theta_1 \Delta \Theta_1. \quad (32)$$

Запишем суммарную функцию распределения магнитных и немагнитных частиц как

$$N_1 = 2\pi N f(\Theta_1) \sin \Theta_1 \Delta \Theta_1 \equiv N_1^{\Phi} + N_1^H, \quad (33)$$

или

$$f(\Theta_1) = \left( \frac{N_1}{\sum N_1} \right)_0 / (2\pi \sin \Theta_1 \Delta \Theta_1). \quad (34)$$

Соотношения (32) и (33) для функций  $f(\Theta)$ ,  $f_{\Phi}(\Theta)$  и  $f_H(\Theta)$  позволяют записать равенство  $f(\Theta) = C \cdot f_{\Phi}(\Theta) + (1 - C) \cdot f_H(\Theta)$ , по которому вычисляется функция распределения осей магнитных частиц:

$$C f_{\Phi}(\Theta_1) = f(\Theta_1) - (1 - C) / 2\pi. \quad (35)$$

Запишем выражение (34) с использованием величин освещенности дифференциальной  $\Delta T_1$  и общей  $T$ , зафиксированных фотоэлектронным умножителем. Для этого домножим числитель и знаменатель правой части равенства (34) на величину  $T_3$ . Из соотношений  $T_3 N_1 = T_3 (N_1^{\Phi} + N_1^H) = \Delta T_1$  и  $T_3 \cdot \sum N_1 = T_3 N = T$  получим:

$$f(\Theta_1) = \left( \frac{\Delta T_1}{T} \right)_0 / (2\pi \sin \Theta_1 \Delta \Theta_1).$$

$\Delta T_1$  и  $T$  определяются по показанию стрелочного прибора фотометрической насадки микроскопа.

### Выводы

Для каждой из компонент ориентационной намагниченности, представленной векторной суммой  $\vec{I}_{rd} = \vec{I}_{sup} + \vec{I}_{sd} + \vec{I}_{psd}$ , определена зависимость от намагничивающего поля.

Величина посториентационной намагниченности однодоменных и псевдооднодоменных зерен зависит от гранулометрического состава и является функцией следующих переменных: верхней  $M^e$  и нижней  $M^b$  границ некоторой области величины магнитного момента частиц; вращательных  $\lambda^e$  и  $\lambda^b$  коэффициентов вязкости «пограничных» зерен с объемами  $v^e$  и  $v^b$ .

По моде ориентировки длинных осей магнитных частиц можно восстановить направление древнего геомагнитного поля.

Относительный способ определения  $H_{др}$  дает возможность оценить величину палеонапряженности магнитного поля Земли на осадочных породах со стабильной остаточной намагниченностью, а «абсолютный» — с нестабильной.

Анализ ориентировки частиц позволит различать ферромагнитные зерна химического (равномерное распределение) и обломочного происхождения (распределение осей, близкое к фишеровскому). Такой анализ способствует решению вопроса о первичности естественной остаточной намагниченности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вяльсов Л. Н. Оптические методы диагностики рудных минералов. М.: Недра, 1976. 200 с.
2. Гриффитс Д. Научные методы исследования осадочных пород. М.: Мир, 1971. 420 с.
3. Ивкин С. В. Дисперсия осей легкого намагничивания на моделях осадочных пород.— Геоматематизм и аэрономия, 1975, № 4, с. 723.
4. Малахов М. И. Об использовании величины кучности при исследовании естественной остаточной намагниченности методом переосаждения.— Геол. и геофиз., 1979, № 11, с. 149—151.
5. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 346 с.
6. Осипов Ю. Б. Исследование глинистых суспензий, паст и осадков в магнитном поле. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. 159 с.
7. Печерский Д. М. Палеомагнетизм и палеомагнитная корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР.— В кн.: Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя Севера Дальнего Востока. Магадан, 1970, с. 58—99. (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР; Вып. 37).
8. Рожков Г. Ф., Трофимова Э. М. Способ статистической обработки гранулометрических данных на электронно-вычислительной машине.— Литология и полезные ископаемые, 1968, № 2, с. 142—147.
9. Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
10. Слауцитайс И. П. Метод переосаждения в оценке напряженности геомагнитного поля.— В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. 1968. М.: ИФЗ АН СССР, 1969, с. 134—136.
11. Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.
12. Шило Н. А., Малахов М. И., Линькова Т. И. Литогенез и гранулометрия мелкозернистых осадочных пород при образовании остаточной намагниченности.— Колыма, 1978, № 11, с. 39—42.
13. Шмелева А. Н. К методике изучения происхождения естественной остаточной намагниченности осадочных пород.— В кн.: Палеомагнитные стратиграфические исследования. Л.: Гостоптехиздат, 1963, с. 30—37. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 204).
14. Щербаков В. П. К теории магнитных свойств псевдооднородных зерен.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1978, № 5, с. 57—66.
15. Храмов А. Н. Ориентационная намагниченность тонкодисперсных осадков.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1968, № 1, с. 115—119.
16. Храмов А. Н., Шолло Л. Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 256 с.
17. Amerigian C. Measurement of the effect of particle size variation on the DRM to anhysteretic remanent magnetization ratio abissal sediments. Earth Planet. Sci. Lett., N. 36, 1977, p. 434—442.
18. Collinson D. W. Depositional remanent magnetization in sediments. J. Geophys. Res., v. 70, N. 18, 1965, p. 4663—4668.
19. Collinson D.W. Magnetic grain size effects and the remanent magnetism of sediments. Earth Planet. Sci. Lett., N. 1, 1966, p. 330—332.
20. Day R. TRM and its variation with grain size. J. Geomag. Geoe., v. 29, N. 4, 1977, p. 233—265.
21. Dunlop D. J. The hunting the «psark». J. Geomag. Geoe., v. 29, N. 4, 1977, p. 293—318.
22. Evans M. E. Single domain oxide particles as a source of thermoremanent magnetization. J. Geomag. Geoe., v. 29, N. 4, 1977, p. 267—275.
23. Rees A. I. The orientation of grains in sheared dispersion. Geophys. J. R. Astr. Soc., v. 53, N. 1, 1978. 159 p.
24. Stacey F. D. On the role of Brownian motion in control of DRM of sediments. Pure Appl. Geophys., v. 98, N. 6, 1972, p. 139—145.
25. Stacey F. D., Banerjee S. K. The physical principles of rock magnetism. Elsevier, Amsterdam — New-York, 1974. 195 p.

Н. В. Ложкина

## ИССЛЕДОВАНИЕ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ КОНКРЕЦИЙ ИЗ ВЕРХНЕТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО ПРИХОТЬЯ

В глинистых и песчаных аргиллитах верхнего триаса (опорный разрез по р. Второй Сентябрьской — Северное Прихотье) располагаются многочисленные глинисто-карбонатные и фосфоритовые конкреции [4].

Магнитные свойства конкреций изучались с целью выяснения их пригодности для палеомагнитных исследований. Эта работа велась в двух направлениях: во-первых, исследовались конкреции с различных стратиграфических уровней; во-вторых, рассматривалось изменение магнитных свойств внутри каждой из них.

Формирование конкреции — процесс длительный и постепенный, поэтому можно предполагать, что состав ее питающей среды изменялся со временем. Следовательно, возможно образование различных ферромагнитных минералов-носителей намагниченности. Вариации в составе и размерах ферромагнитных включений должны отражаться на изменениях магнитных свойств внутри каждой конкреции. Поскольку конкреции являются химическими образованиями, сформировавшимися в стадию диагенеза осадков, то они могут иметь химическую намагниченность [7, 8].

В разрезе, составленном отложениями карния и нижнего нория, в 13 точках, которым соответствуют различные временные уровни, отобраны ориентированные конкреции. Их объем колеблется от 200 до 450 см<sup>3</sup>. На приборе ИМВ-2 измерена магнитная восприимчивость каждой из них, методом гидростатического взвешивания определена плотность. Конкреции распиливались на возможно большее число образцов (кубики с длиной ребра 24 мм). Точно выпилить центр конкреции и определить его магнитную характеристику очень сложно, но можно выявить тенденции в изменении магнитных свойств внутри каждой конкреции.

Для этого изучались магнитные свойства образцов, выпиленных из разных частей конкреции. Измерения  $I_n$  при лабораторных исследованиях отдельных образцов проводились на приборе ИОН-1, величины  $\chi$  — на индукционном каппаметре, плотность определялась тем же методом гидростатического взвешивания. Часть образцов из каждой конкреции размагничивалась переменным магнитным полем с максимальной амплитудой 300 Э. Термочистка для данной коллекции оказалась малоприменимой, поскольку при нагреве выше 300°C происходит активное разложение железосодержащих минералов. Проведен также термомагнитный анализ, определены величина разрушающего поля  $H_{CS}$  и намагниченность насыщения.

Для характеристики конкреции в целом определялись средние величины из исходных данных по отдельным образцам: естественной остаточной намагниченности (ЕОН), магнитной восприимчивости, плотности. С результатами предварительных (до распиловки конкреций) измерений сравнивались только два последних параметра (табл. 1): для

Таблица 1

## Магнитные свойства и плотность конкреций

№ кон- креции	Возраст	До распиловки конкреции		Число образцов	Среднее по распиленным конкрециям		
		%, ед. СГС·10 <sup>-6</sup>	σ, г/см <sup>3</sup>		%, ед. СГС·10 <sup>-6</sup>	$\frac{I_{\text{пер}}}{I_{\text{мин}} - I_{\text{макс}}}$	$\frac{e_{\text{в}}}{L} \cdot \frac{1}{L} \cdot b$
135	Карний, обнажение 14, зо- на Neosirenites pentastichus	67	2,84	3	54	3,03	0,18 0,11—0,38
140	»	6	2,73	6	4	2,72	0,23 0,16—0,38
144	»	77	3,04	5	71	3,10	0,29 0,21—0,37
144a	»	97	3,09	13	74	3,09	0,33 0,09—0,84
151	»	—	2,90	8	58	2,92	0,33 0,07—0,40
152	Карний, обнажение 32, зо- на Sirenites yakutensis	25	2,62	10	16	2,65	0,29 0,26—0,35
158	»	42	2,83	4	27	2,83	0,29 0,23—0,33
160	»	47	2,87	6	22	2,86	0,19 0,18—0,21
164a	»	47	2,84	3	39	2,84	0,11 0,06—0,18
165	»	41	2,81	12	30	2,83	0,15 0,09—0,27
166	»	28	2,75	5	24	2,82	0,37 0,29—0,45
168	»	17	2,73	8	11	2,77	0,33 0,28—0,40
186	Норий, обнажение 32, зо- на Pinacosegas verchojani- сипп	26	2,84	6	16	2,87	0,16 0,08—0,23

плотности получены сходные величины, а для магнитной восприимчивости — различные значения, что можно объяснить недостаточно ровной поверхностью образца или наличием внешней пленки на конкрециях; эти факторы влияют на показания прибора ИМВ-2.

Распиленная конкреция была произвольно ориентирована в лабораторном поле. При этом образцы, выпиленные из каждой конкреции, сохраняли свое первоначальное положение относительно друг друга.

По характеру распределения направлений  $I_n$  образцов одной конкреции после выдержки в лабораторном магнитном поле можно судить о степени однородности ЕОН и о величине вязкой составляющей. Там, где вязкая намагниченность значительна, кучность распределения векторов  $I_n$  велика (конкреции 140, 144, 152, 158, 164a, 166, 168). Разброс

направлений ЕОН свидетельствует о неоднородности ее вязкой составляющей (конкреции 135, 144а, 151, 160, 165, 185). Эта часть ЕОН снимается в переменных магнитных полях с амплитудой 50—100 Э и при температурах 50—100°С (рис. 1).

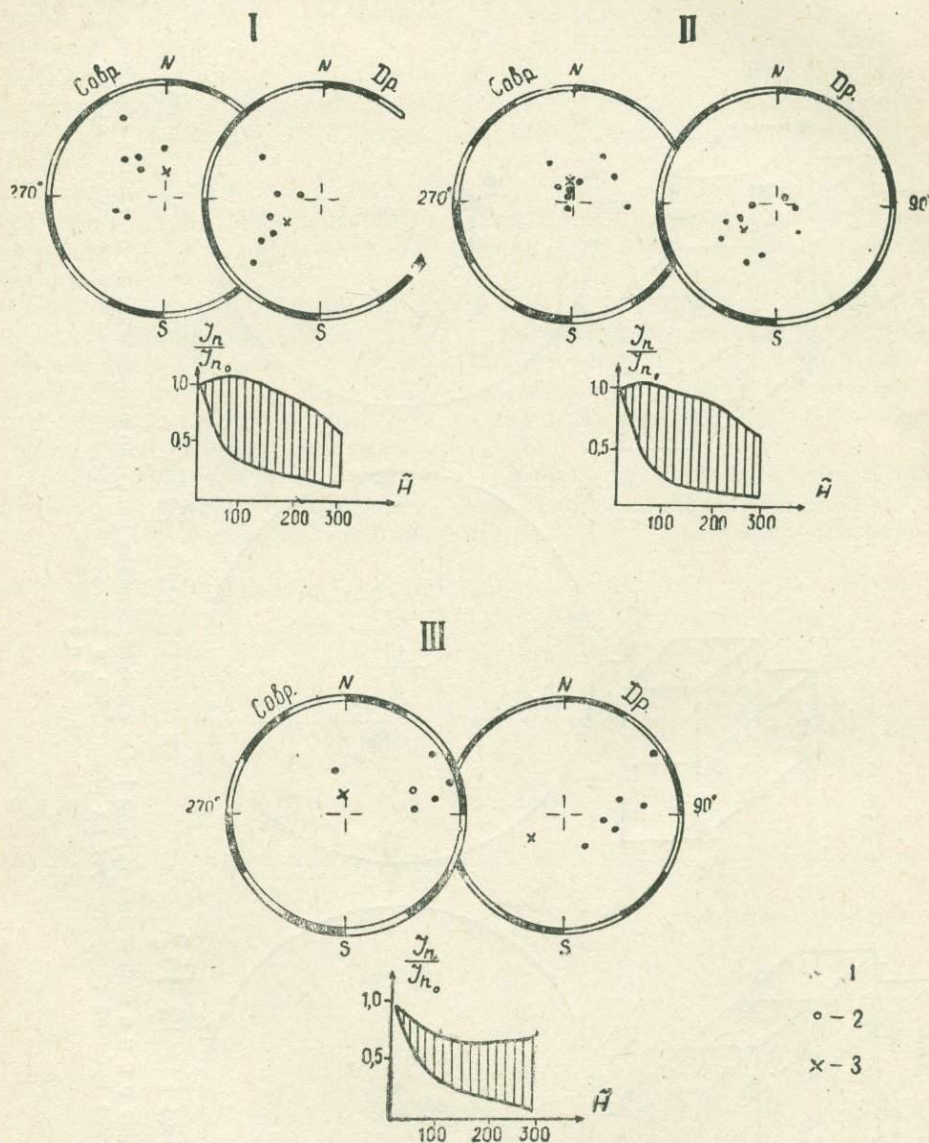


Рис. 1. Области размагничивания  $\bar{I}_n$  в переменном магнитном поле (штриховка) и распределение векторов  $I_n$  после  $\tilde{H}$ -чистки в современных и древних координатах I, II, III — группы конкреций. 1 — прямое направление  $I_n$ , 2 — обратное, 3 — современное магнитное поле Земли

Величина ЕОН образцов очень мала (см. табл. 1), и колебания ее для разных конкреций невелики. Гораздо значительней колебания магнитной восприимчивости — от единиц (конкреция 140) до десятков единиц (конкреции 135, 144, 144а, 151, 152). Конкреции из разных участков разреза четко различаются по магнитной восприимчивости. Для конкреций из более древних отложений (нижний карний, зона Neosirenitites

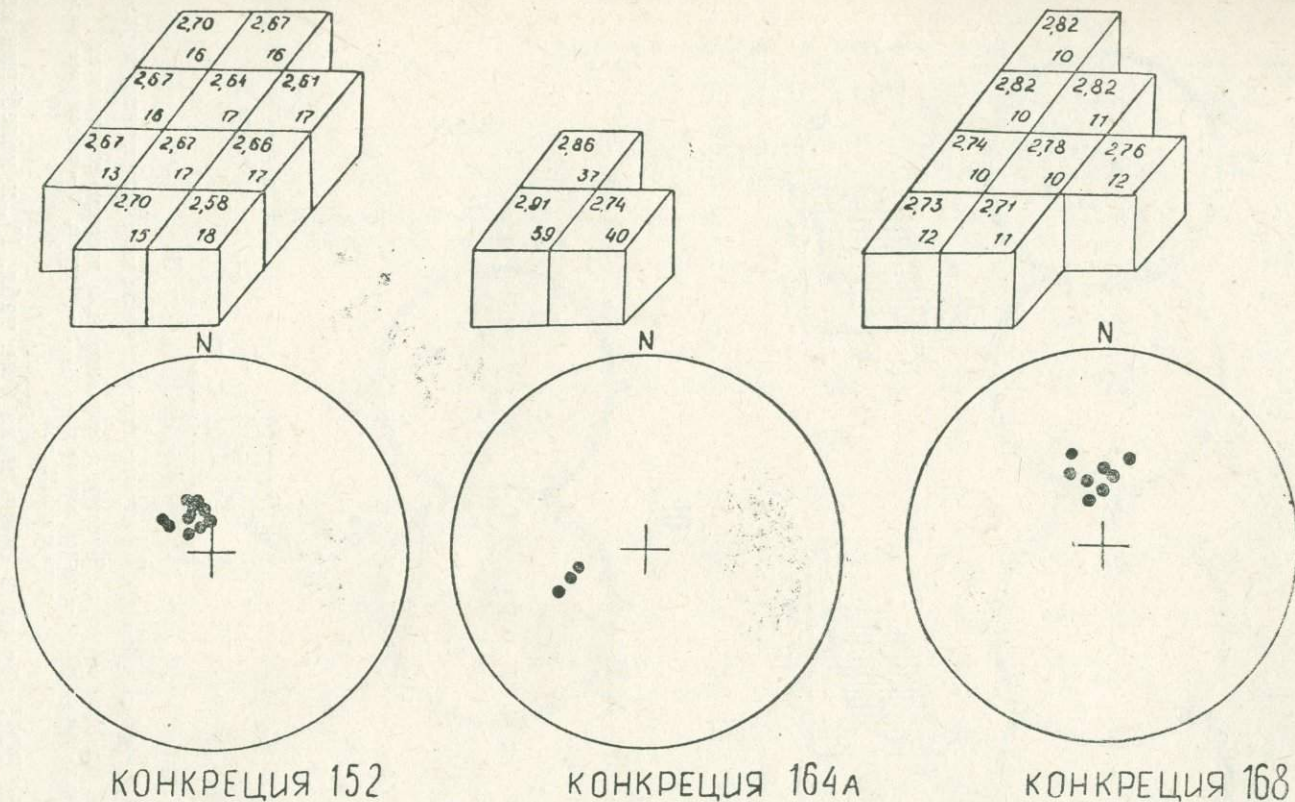


Рис. 2. Распределение  $\sigma$  и  $\xi$  в конкрециях группы I. На стереопроекции показано направление  $I_n$  отдельных образцов конкреций. Расположение кубиков соответствует их положению в конкрециях (верхняя цифра —  $\sigma$ , нижняя —  $\xi$ ). То же на рис. 4 и 5

pentastichus) характерны повышенные значения магнитной восприимчивости и плотности (см. табл. 1), за исключением конкреции 140, имеющей аномально низкие значения  $\chi$  и  $\sigma$ .

Выделены три группы конкреций по характеру распределения магнитной восприимчивости внутри каждой из них. В I группу вошли конкреции с однородной магнитной восприимчивостью (152, 164а, 168), в группы II (140, 144, 144а, 151, 165) и III (135, 158, 160, 165, 166) — с разными значениями данного параметра. Различие магнитных свойств (в частности,  $\chi$ ) конкреций, особенно небольших по размеру, свидетельствует о неоднородности состава питающей среды при конкрециеобразовании.

К группе I относятся конкреции, которые отобраны в отложениях верхнего карния (зона *Sirenites yakutensis*). Они характеризуются однородностью не только магнитной восприимчивости, но и направлений вектора ЕОН (рис. 1, 2).

После магнитной и температурной чисток векторы ЕОН располагаются на стереопроекциях в III и IV четвертях современной системы координат и в III четверти древней. Группировка  $I_n$  около современного магнитного поля Земли в месте отбора конкреций свидетельствует о том, что естественную остаточную намагниченность эти образцы приобрели в поле, близком к современному (см. рис. 1).

По результатам термомагнитного анализа, проведенного для образца одной из конкреций I группы, установлено присутствие магнетита (рис. 3). После нагрева наблюдается значительный рост остаточной намагниченности насыщения (отношение  $\frac{I_{rs2}}{I_{rs1}}$  велико; табл. 2). На кри-

Таблица 2

Магнитные параметры конкреций до и после нагрева

№ конкреции	Магнитная восприимчивость, ед. СГС. $10^{-6}$	До нагрева			После нагрева		
		$H'_{cs}, \text{Э}$	$H_s, \text{Э}$	$\frac{I_{sr2}}{I_{rs1}}$	$H'_{cs}, \text{Э}$	$H_s, \text{Э}$	$\frac{I_{rs3}}{I_{rs2}}$
I группа 168	17	170	2000	790	500	6000	4,43
II группа 144	77	208	3000	10000	100	150	3,33
151	58	150	2000	11348	150	2000	0,96
185	26	160	3000	4083	280	3000	3,88
III группа 135	67	230	3000	16912	120	800	1,1
158	42	100	3000	2255	230	2000	0,96
166	28	170	2000	5082	230	2000	1,14

вых  $I_{rs2}$  (Т) отмечается точка перегиба — около  $350^\circ\text{C}$ . По-видимому, она фиксирует появление магнитного пирротина при первом нагреве из повсеместно распространенных и часто визуально наблюдаемых сульфидов железа. Характер изменения магнитных параметров (см. табл. 2) и температура Кюри ( $350^\circ\text{C}$ ) позволяют предполагать, что образующийся пирротин является моноклинным [3]. Большая величина намагничивающего и повышенные значения разрушающего поля свидетельствуют о том, что магнитный пирротин выделяется в виде малодоменных частиц.

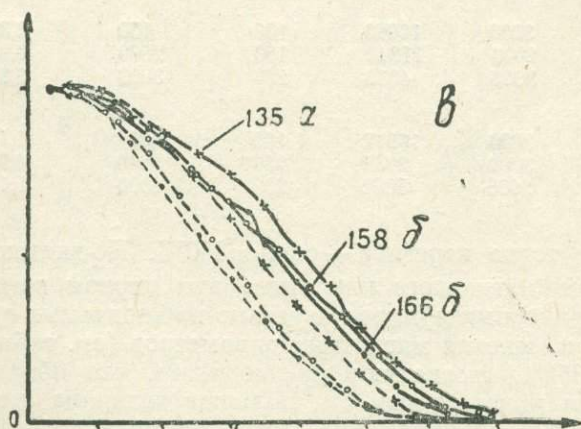
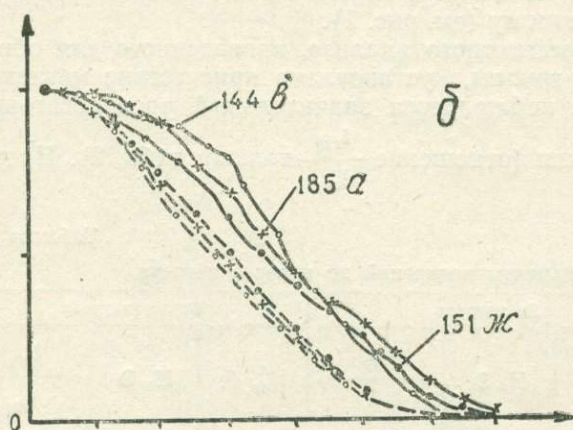
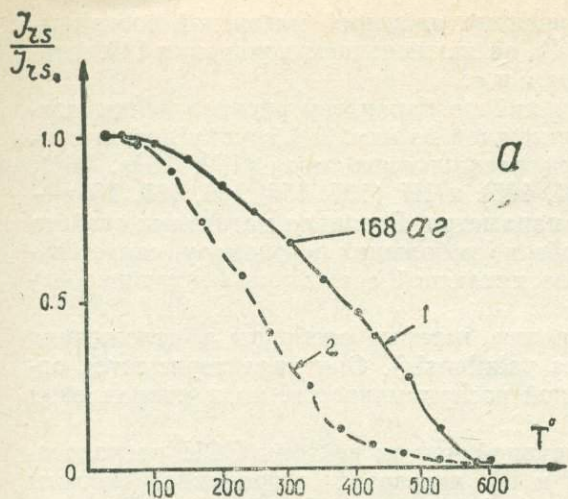


Рис. 3. Результаты терромагнитного анализа  
 а — I группа, б — II группа, в — III группа concreций; 1, 2 — номера  
 нагревов

К группе II относятся в основном конкреции из зоны *Neosirenites pentastichus* — верхняя часть нижнего карния и одна конкреция из зоны *Pinacoseras verchojanicum* — нижний норий. Для них характерна большая величина магнитной восприимчивости: образцы со сравнительно небольшим значением  $\kappa$  находятся в центре конкреции, а в ее крайних частях  $\kappa$  имеет большую величину (рис. 4). После Н-чистки направления  $I_n$  образцов с малым значением  $\kappa$  располагаются на стереопроекции в I и II четвертях, а  $I_n$  образцов с повышенной  $\kappa$  — в III четверти древней системы координат (см. рис. 1).

Эти результаты можно трактовать следующим образом: внутренняя часть конкреции сохранила направление намагниченности древнего геомагнитного поля, тогда как внешняя перемагнитилась в поле, близком к современному. Терромагнитными исследованиями установлено наличие в породе нескольких ферромагнитных фаз: с точками Кюри 700°C (гематит), 600°C (магнетит) и ряда низкотемпературных ферромагнетиков (см. рис. 3). После первого нагрева резко возрастает остаточная

намагниченность насыщения (отношение  $\frac{I_{rs2}}{I_{rs1}}$  очень велико; см. табл. 2).

Лабораторные эксперименты, проведенные нами и другими исследователями ранее [1, 2], доказывают, что столь значительное возрастание остаточной намагниченности насыщения после прогрева происходит в том случае, когда в породах содержится сидерит, и связано, по-видимому, с разложением парамагнитного сидерита и появлением магнетита.

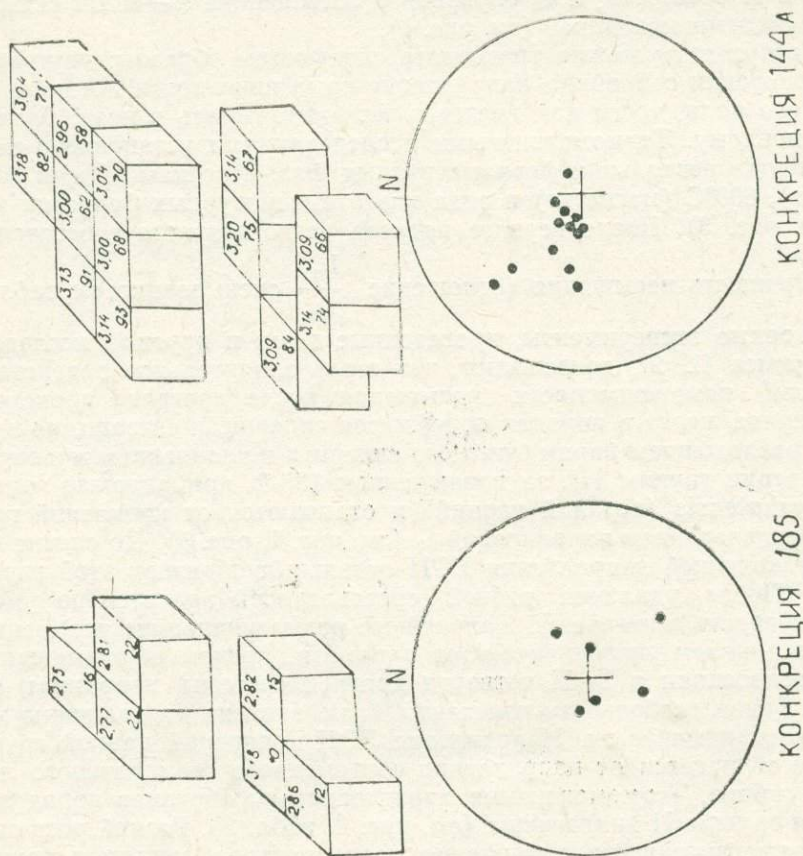
Конкреции группы III, за исключением 135-й, принадлежат зоне *Sirenites yakutensis* (верхний карний) и отличаются от конкреций группы II распределением направлений  $I_n$  (см. рис. 1, рис. 5). До снятия вязкой составляющей направления ЕОН отдельных образцов этой группы близки. После удаления вязкой составляющей значительно уменьшается кучность векторов  $I_n$ . Дальнейшее размагничивание переменным магнитным полем увеличивает этот параметр, причем  $I_n$  размещаются на стереопроекции в I—II четверти древней системы координат (см. рис. 1). Такая особенность поведения  $I_n$  не зависит от величины магнитной восприимчивости. Направление ЕОН конкреций данной группы наиболее отличается от направления современного геомагнитного поля в месте отбора. Терромагнитные характеристики образцов пород этой группы и группы II аналогичны (см. рис. 3, табл. 2). Резкий рост остаточной намагниченности насыщения после нагрева свидетельствует о наличии сидерита в породах. Кроме того, в них присутствует большое количество сульфидов, которые фиксируются визуально. Так, в центре конкреции 185 отмечено скопление массивных сульфидов. На кривых  $I_{rs2}(T)$  не наблюдается точка перегиба в интервале температур 325—350°C, указывающая на присутствие магнитных сульфидов. По-видимому, она затушевывается наиболее ярким процессом — разложением сидерита при нагреве.

Изучение магнитных свойств образцов дает основание полагать, что конкреции группы III, направление  $I_n$  которых наиболее удалено от направления современного геомагнитного поля в месте отбора, сохранили первичную намагниченность. Сопоставление изложенных в настоящей работе данных с результатами изучения палеомагнитной характеристики пород разреза подтверждает это предположение [6]. Следовательно, в том случае, когда намагниченность конкреций первична, они пригодны для палеомагнитных исследований.

Степень сохранности первичных магнитных свойств конкреций обусловлена, очевидно, степенью влияния вулканогенных тел, фиксируемых в разрезе. Перемагничивание конкреций группы I связано, по-видимо-

му, с некоторым прогревом осадочной толщи, происходившим во время внедрения вулканогенных тел. Установлено, что этап активной вулканогенной деятельности в данном районе приурочен к позднемеловому времени [5]. Видимо, направление  $I_n$  конкреции группы I отражает направление позднемелового геомагнитного поля. Конкреции группы II перемангничены частично в этом же поле.

Отмечается дифференциация магнитных свойств и плотности по раз-



резу. Конкреции с большими значениями  $\kappa$  и  $\sigma$  располагаются на определенном участке разреза — верхней части нижнекарнийского подъяруса (зона *Neosirenites pentastichus*). В этих конкрециях установлено присутствие сидерита. Повышенную их плотность можно объяснить, по-видимому, значительным содержанием данного минерала.

В конкрециях из более молодых отложений — верхний карний (зона *Sirenites yakutensis*) — присутствует пирит, что подтверждается данными термомагнитного анализа. Изменение диагенетических минералов в конкрециях в зависимости от их стратиграфического положения позволяет предполагать существование некоторого первоначального различия в физико-химической характеристике среды осадкообразования.

Для большинства конкреций существуют вариации магнитной восприимчивости и плотности внутри самого конкреционного образования. В конкрециях группы I при однородной величине  $\chi$  наблюдаются вариации плотности. Вероятно, однородность магнитной восприимчивости является следствием изменения магнитных параметров при некотором

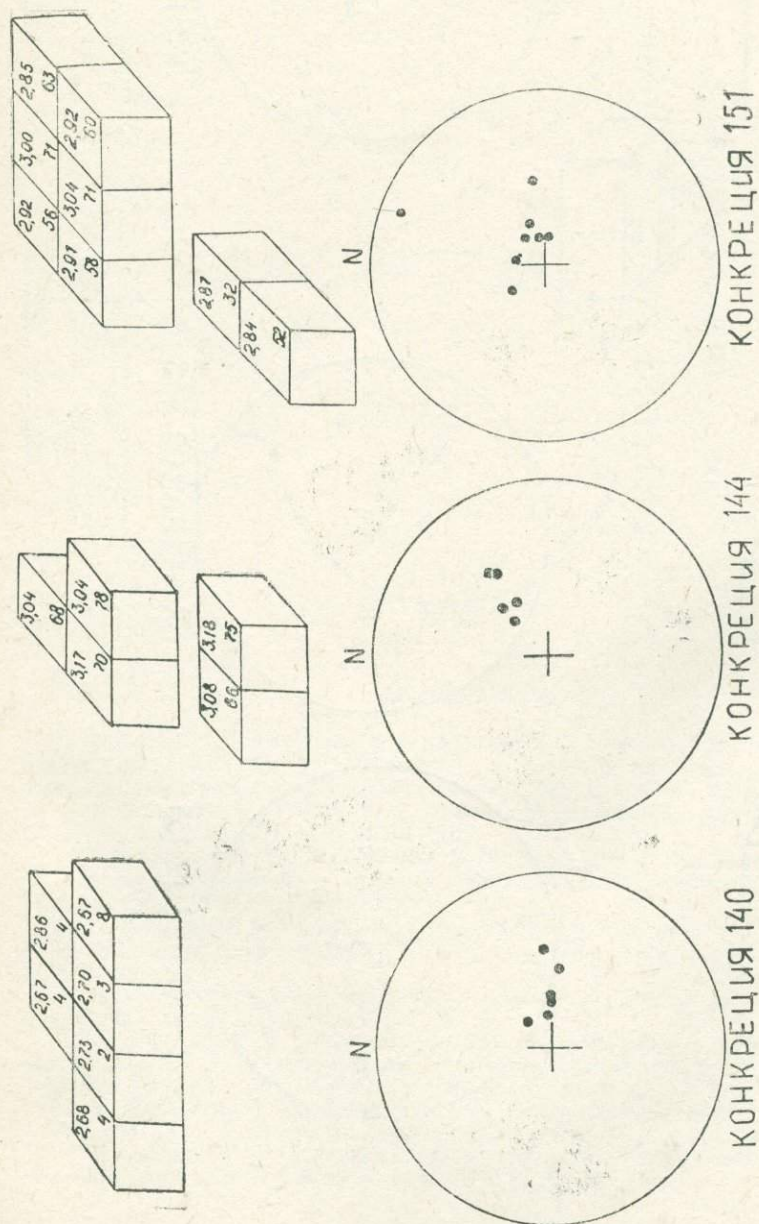
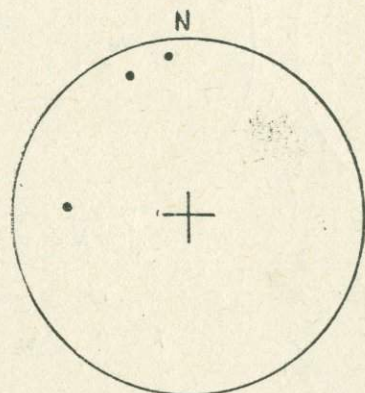
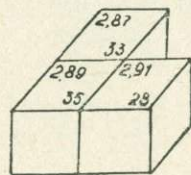
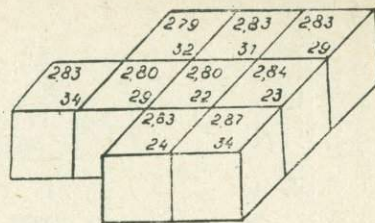
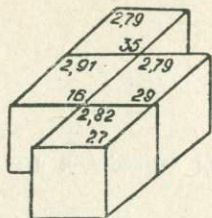
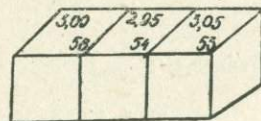


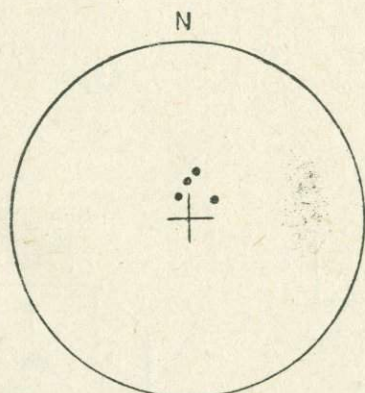
Рис. 4. Распределение  $\sigma$  и  $\chi$  в конкрециях группы II

прогреве осадочной толщи. Плотность, как более консервативная характеристика, сохранила свое первоначальное значение.

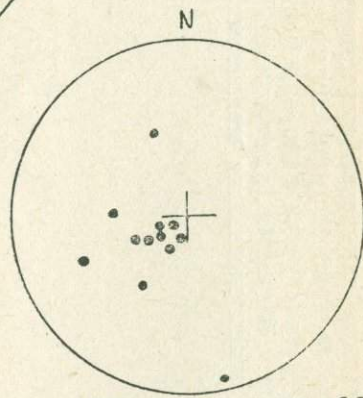
Таким образом, вариации магнитной восприимчивости и плотности обусловлены, по-видимому, изменением во времени условий конкрециеобразования.



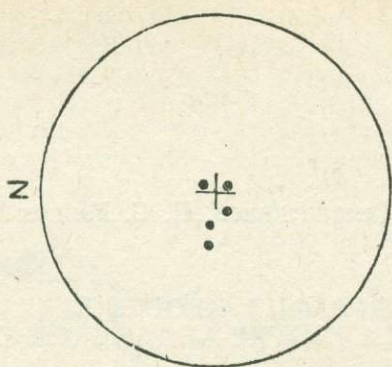
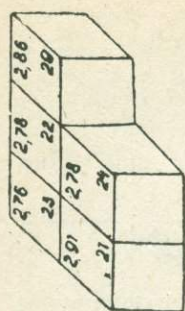
КОНКРЕЦИЯ 135



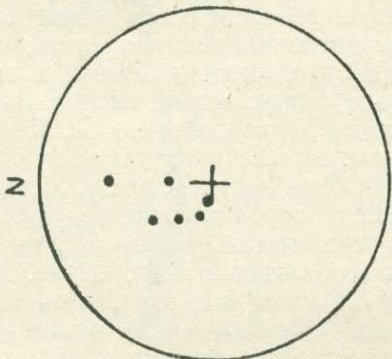
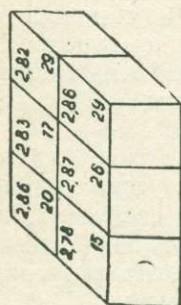
КОНКРЕЦИЯ 158



КОНКРЕЦИЯ 165



КОНКРЕЦИЯ 166



КОНКРЕЦИЯ 160

Рис. 5. Распределение  $\sigma$  и  $\lambda$  в конкрециях группы III

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Багин В. И., Гендлер Т. С., Рыбак Р. С. Превращения сидерита при нагреве в воздухе.— В кн.: Тез докл. VIII конф. по вопросам постоянного геомагн. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. М., 1970, ч. 2, с. 65—67.
2. Багин В. И., Рыбак Р. С. Температурные превращения сидерита.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1970, № 6, с. 101—106.
3. Бродская С. Ю., Кузьмичева Е. В., Кузнецова Т. П., Варламов В. А. Магнитные свойства пирротитов и условия формирования Холоднинского месторождения.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1976, № 6, с. 67—75.
4. Бычков Ю. М. Опорный разрез верхнего триаса по р. Второй Сентябрьской.— В кн.: Мезозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. межвед. стратигр. совещ. Магадан, 1975, с. 45—47.
5. Позднемезозойский магматизм.— В кн.: Северо-Восток СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1970, с. 67—90. (Геология СССР; Т. 30).
6. Ложкина Н. В. Магнитные свойства опорного разреза среднего — верхнего триаса в Северном Прихотье.— В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия Востока и Северо-Востока Азии. Магадан, 1981, с. 59—67.
7. Македонов А. В., Зарицкий П. В. Конкрециеобразование и стадийность литогенеза.— В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. М.: Наука, 1977, с. 5—18.
8. Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5, с. 12—49.

В. А. Камалетдинов, П. С. Минюк

## БИОМАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ НИЖНЕ-АЛДАНСКОЙ ВПАДИНЫ

В последние годы основные исследования кайнозойских отложений Нижне-Алданской впадины проводились в центральной и восточной ее частях, где были выделены следующие стратиграфические подразделения: средне-верхнеолигоценовые таттинская (нижняя) и тандинская (верхняя) свиты; нижнемиоценовая намская свита; среднемиоценовая свита Мамонтовой Горы с белогорскими слоями в основании; нижне-среднеплиоценовый горизонт ожелезненных песков Мамонтовой Горы и плиоцен-эоплейстоценовая дыгдальская свита [1, 2, 4—9, 12—17].

Стратиграфия неогеновых отложений западной части Нижне-Алданской впадины, расположенной на левобережье р. Лены, изучена крайне слабо. К настоящему времени опубликованы результаты исследований кайнозойских отложений, вскрытых Намской опорной скважиной, скважиной № 9 (п. Кытыл) и в обнажении по р. Чирие. В этих разрезах изучены главным образом олигоценовые отложения и только в разрезе Намской опорной скважины — намская свита неогена [12, 14, 17].

В статье приводятся результаты стратиграфического изучения неогеновых отложений западной части Нижне-Алданской впадины (тандинской, намской свит и песчаной толщи плиоцена), вскрытых картировочными скважинами № 6 (п. Томторбон) и № 7 (п. Солбонг) (рис. 1). Палинологические исследования по этим разрезам выполнены Е. М. Львовой (Центральная лаборатория Якутского производственного геологического объединения) и И. Б. Кистеровой (Северо-Восточное производственное геологическое объединение), минералогические — лабораторией Центральной геологосъемочной экспедиции ПГО «Якутскгеология», палеомагнитные — лабораторией палеомагнетизма СВКНИИ.

Отложения тандинской свиты изучены по кернам скважины № 6 (глубина 92—102 м). Нижняя половина свиты представлена светло-серыми, кварцевыми, разнородными песками с прослоями гравийного материала. В тяжелой фракции преобладают амфиболы (22—25%) и эпидот (10—14%). Отмечается высокое содержание мелких пирит-марказитовых стяжений (до 13%). Верхнюю половину свиты составляют плотные, серые и зеленые алевриты, содержащие большое количество лигнитизированного детрита, который придает породам цвет от темно-коричневого до черного. Вновь полученные спектры тандинской свиты незначительно отличаются от опубликованных [13, 14, 17]. В них содержится несколько меньше пыльцы *Betula*, *Alnus* и *Pinus* (минимальные содержания каждого рода — около 8%). Участие спор *Polypodiaceae* достигает 18%, *Osmunda* — 13%, пыльцы *Taxodiaceae* — 5%.

Из отложений тандинской свиты отобрано 9 ориентированных штучков. Магнитные параметры изученных пород изменяются в широких пределах. Величина остаточной намагниченности варьирует от 0,2 до  $88 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС, магнитной восприимчивости — от 2 до  $32 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. Верхняя часть свиты, сложенная алевритами, характеризуется более

высокими магнитными величинами по сравнению с нижележащими хорошо промытыми песками. Однако, по данным термомагнитного анализа, заметных отличий в составе ферромагнитных минералов верхней и нижней частей свиты не наблюдается. Носители намагниченности представлены магнетитом, титаномагнетитом и гидроокислами железа. Последние фиксируются по всему разрезу и, вероятно, образованы

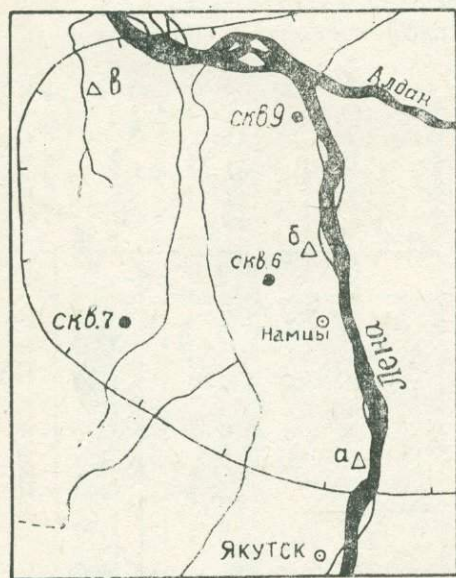


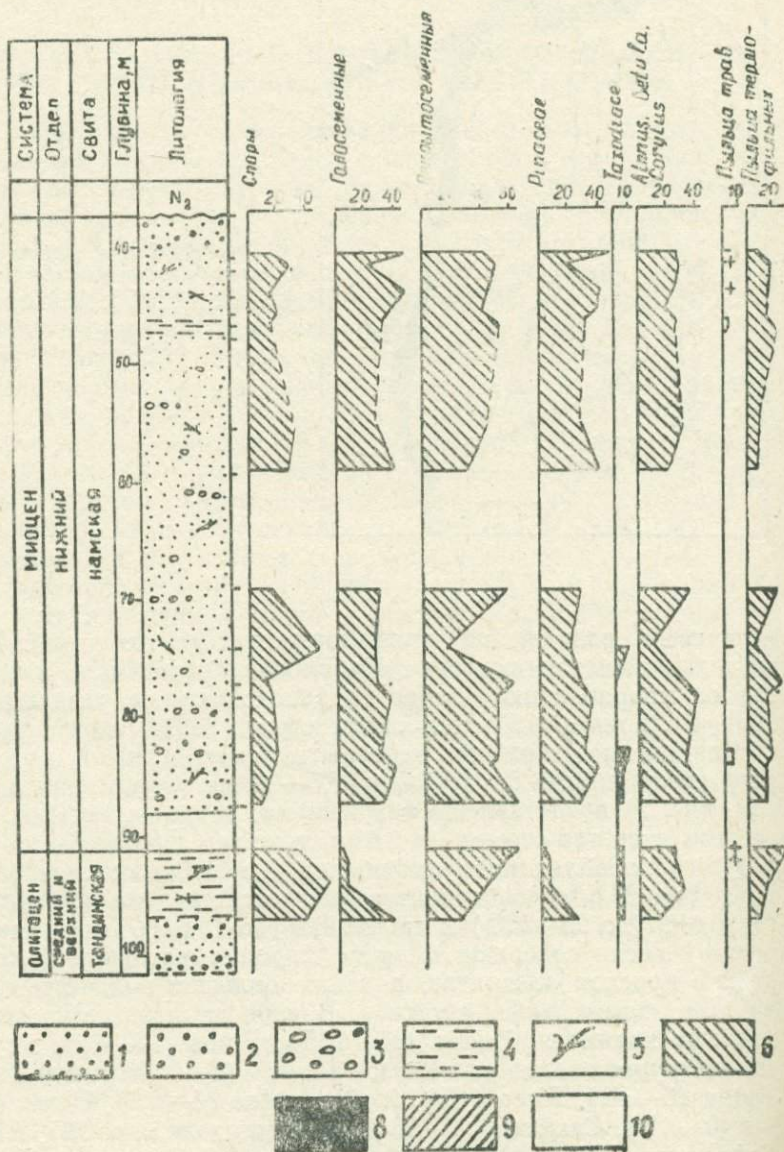
Рис. 1. Схема района работ  
1 — разрез палеогеновых и неогеновых отложений: а — Кангаласский Мыс, б — Намская опорная скважина, в — разрез по р. Чирне; 2 — западная граница Нижне-Алданской впадины

Δ 1 ← 2

вследствие разложения пирит-марказитовых стяжений. В результате магнитных чисток выделена стабильная (первичная) намагниченность. По ее направлению разрез тандинской свиты разделен на 4 зоны (рис. 2), пригодные для местных стратиграфических корреляций.

Тандинские отложения перекрыты намской свитой, изученной по разрезу скважины № 6 (глубина 37,5—92 м). Отложения намской свиты (см. рис. 2) представлены кварцевыми, разнозернистыми, коричневатосерыми и светло-серыми песками, тяжелая фракция которых характеризуется преобладанием амфиболов (до 38%), кианита (до 28%), эпидота (до 22,5%) со значительным содержанием пирит-марказитовых стяжений (до 25—52%) и ильменита (до 20,5%). Практически по всему разрезу пески содержат мелкую хорошо окатанную гальку и гравий, редкие прослои алевритов, а также большое количество лигнитизированных растительных остатков. В спорово-пыльцевых спектрах доминантами являются: *Betula* (17—26%), *Pinus* (17—22%); субдоминантами — *Polypodiaceae* (9—13%), *Alnus* (7—10%); сопутствующими — *Tsuga* (5—6%), *Picea* (4%), *Juglandaceae* (4—5%), *Ulnus* (2—4%), *Corylus* (1—4%), *Carpinus* (1—2%), *Tilia* (от долей до 2%), *Abies* (1—2%), *Sphagnum*, *Taxodiaceae*, *Ericales*, *Quercus*, *Salix* (около 1%), *Plex*, *Fagus*, *Lycoperidium* (доли процента); спорадически присутствует пыльца *Liquidambar*, *Celtus*, *Myrica*, *Moraceae*, *Castanea*, *Ostrya*, *Rhus*, *Comptonia*, *Acer*, *Cornaceae*, *Nyssa*, *Viburnum*, *Diervilla*, *Lonicera*, *Sambucus*. На долю теплолюбивых растений в этом комплексе приходится в среднем 15%. Этот спорово-пыльцевой комплекс из намской свиты сходен с таковым из ильдикиляхской свиты, возраст которой определен как ранний—

начало среднего миоцена. Так же как и в комплексе из ильдикиляхской свиты, здесь в общем составе несколько выше роль пыльцы покрытосеменных (48%), чем голосеменных (34%). Доминирует пыльца семейств Betulaceae и Pinaceae. В той же последовательности выпадает пыльца олигоценовых реликтов: Araliaceae, Engelhardtia, Sterculiaceae, Rutaceae. Участие же пыльцы Zelkova, Liquidambar, Castanea, Castanopsis, Celtus, Acer, Cornaceae, Nyssa сокращается до единичных зерен. Пыльца Taxodiaceae не превышает долей процента.



Как известно, на границе раннего и среднего миоцена повсеместно на Северо-Востоке выделяется «буковый» горизонт, соответствующий климатическому оптимуму [3, 11]. В изученном разрезе, как и во всем районе Нижне-Алданской впадины, «буковый» горизонт не обнаружен. Это связано с перерывом в осадконакоплении в конце раннего миоцена

или, что более вероятно, с последующим размывом верхней части намской свиты.

Изученные отложения этой свиты относятся к слабомагнитным. Величина их остаточной намагниченности изменяется от 0,2 до  $10 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС, магнитной восприимчивости — от 2 до  $10 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. Ферромагнитные минералы представлены магнетитом и гидроокислами железа. Для выделения первичной намагниченности применялись временная, Н- и Т-чистки. Наиболее эффективной для намских отложений оказа-

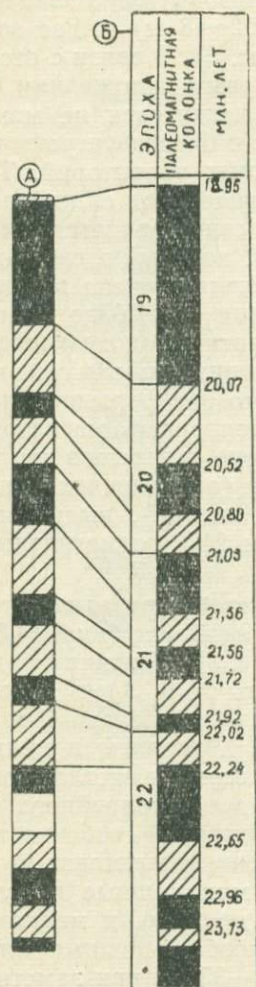


Рис. 2. Палинологическая и палеомагнитная характеристики тандинской и намской свит по разрезу скважины № 6

1 — пески, 2 — гравийники, 3 — галечники, 4 — алевриты, 5 — растительные остатки, 6 — концентрация пыли и спор более 1%, 7 — концентрация пыли и спор менее 1%, 8 — зона прямой полярности, 9 — зона обратной полярности, 10 — неопробованная часть разреза; А — палеомагнитный разрез тандинской и намской свит, Б — палеомагнитная шкала [18]

+  
+ 7

лась Н-чистка. По величине вязкой намагниченности и характеру размагничивания переменным полем можно выделить две группы образцов.

Для образцов первой группы вязкая намагниченность не превышает 20%  $I_p$ . Кривые размагничивания характеризуются незначительным

ростом намагниченности при воздействии на образцы полем 25—75 Э, а затем ее постепенным разрушением или же плавным уменьшением величины  $I_n$  в процессе чистки. В любом случае направление намагниченности остается неизменным.

Вязкая намагниченность образцов второй группы составляет более 50 %  $I_n$ . При Н-чистке наблюдается резкий спад величины  $I_n$  и изменение ее направления в малых полях (25—50 Э). Дальнейшее воздействие переменного поля практически не влияет на величину и направление  $I_n$ .

В разрезе намской свиты выделено три магнитозоны: одна зона преимущественно обратной полярности (глубина 62—48 м) и две зоны прямой полярности (38—48 м и 62—90 м) (см. рис. 2). В связи с отсутствием палеомагнитных данных по нижнемиоценовым отложениям Северо-Востока СССР сопоставление выделенных магнитозон не может быть проведено без привлечения палеомагнитных и биостратиграфических данных по одновозрастным разрезам смежных территорий. Так, «ежовый» горизонт зал. Корфа Камчатки, залегающий под андезитами, возраст которых варьирует от 23 до 15 млн. лет, сопоставляется с «буковым» горизонтом Северо-Востока СССР [3, 16], который в свою очередь соотносится с ильинской свитой [11]. Последняя изучена в палеомагнитном отношении [10]. Время ее формирования от 17,6 до 15 млн. лет назад, т. е. относится к 16-й и 17-й геомагнитным эпохам шкалы Labrecque et al. [18]. Отсутствие «букового» горизонта в изученном разрезе намской свиты позволяет предполагать, что она формировалась в более ранние геомагнитные эпохи. Учитывая полярность магнитозон намской свиты, их мощность, а также отсутствие перерывов внутри свиты и одинаковые скорости осадконакопления (о последних свидетельствует сравнительно однородный состав отложений), выделенные магнитозоны можно сопоставить с 19-й, 20-й и 21-й геомагнитными эпохами (см. рис. 2).

Отложения намской свиты перекрыты залегающей с разрывом толщей однообразных песков, вскрытых скважиной № 6 (глубина 14,5—34,5 м) и скважиной № 7 в интервале 9—52 м (рис. 3). Контакт с нижележащими слоями наблюдался в разрезе скважины № 6. Здесь в основании толщи выделяются базальные слои мощностью около 7 м — серые, грубозернистые пески, обогащенные до 30 % гравием и мелкой галькой. Выше они переходят в пески кварцевые, серые и светло-серые, различной зернистости, содержащие линзы и прослои гравийного материала и обугленные растительные остатки. Характерной особенностью толщи является ожелезнение, придающее отложениям желтоватый оттенок. В разрезе скважины № 7 присутствуют маломощные прослои синевато-зеленых алевритов, приуроченных, как правило, к мелкозернистым разностям песка. В тяжелой фракции преобладающими минералами являются эпидот (10—30 %) и кианит (10—33 %) при заметном участии амфиболов (5—28 %). Пески данной толщи хорошо промыты, в связи с чем содержание спор и пылицы в разрезах низкое.

Для спорово-пыльцевых спектров этих песков характерно преобладание в общем составе пылицы покрытосеменных растений — до 62 %, голосеменные составляют до 33 %, споры — 11 %. Доминирует пыльца сосны — до 24 %, кустарниковой березы — до 20 %, ольховника — до 9 %. Много пылицы травянистых: полыни — до 9 %, злаковых — до 10 %. Споровые представлены в основном зелеными и сфагновыми мхами.

Для палеомагнитного анализа из отложений песчаной толщи отобрано 53 ориентированных образца, которые по магнитным параметрам практически не отличаются от подстилающих отложений намской свиты: остаточная намагниченность почти не превышает  $1 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС,

магнитная восприимчивость —  $9 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. Ферромагнитная фракция представлена магнетитом и гидроокислами железа. Последние четко фиксируются на кривых термомагнитного анализа и подтверждаются незначительным ростом магнитной восприимчивости при прогреве образцов до температур 150—200°C. С целью выделения стабильной намагниченности все образцы подвергались чистке переменным магнитным полем и в некоторых случаях — температурной. По направле-

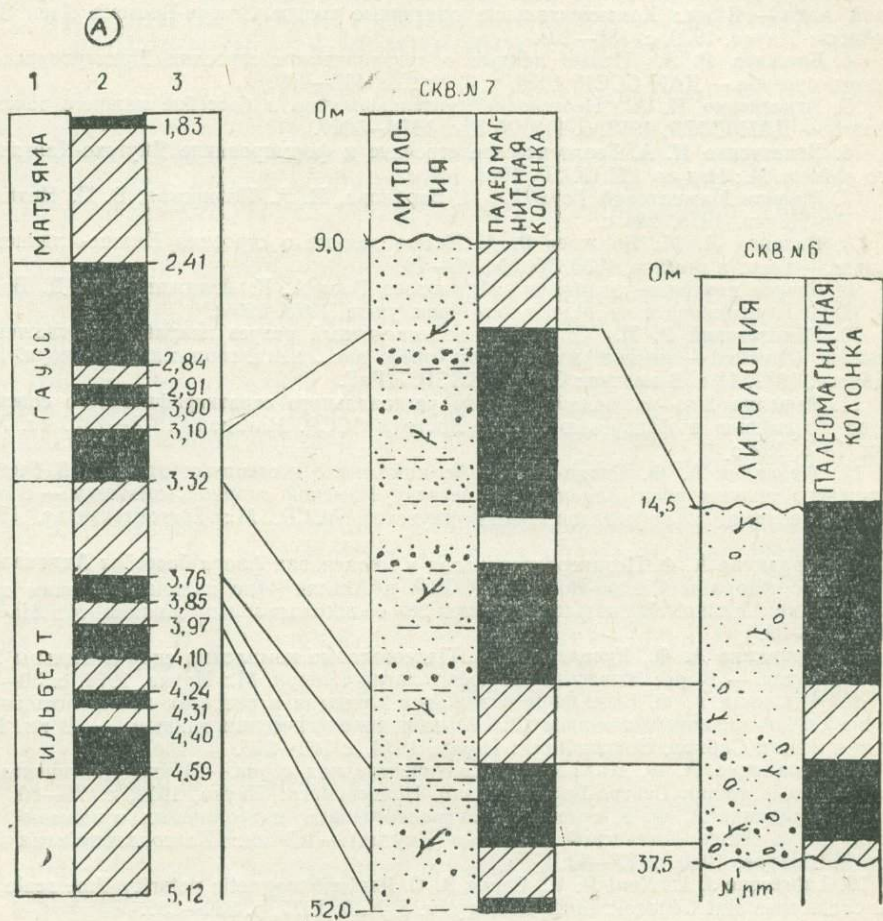


Рис. 3. Палеомагнитная характеристика плиоценовых отложений по разрезам скважин № 6 и 7

А — палеомагнитная шкала [18]: 1 — геомагнитная эпоха, 2 — палеомагнитная колонка, 3 — абсолютный возраст в млн. лет. Условные обозначения литологии см. на рис. 2

нию стабильной (первичной) намагниченности изученные разрезы песчаной толщи расчленены на две магнитозоны: верхнюю — прямой полярности и нижнюю — обратной. Состав палинокомплекса, количественное соотношение его компонентов, литологические особенности и условия залегания данной толщи позволяют сопоставить выделенные магнитозоны с эпохами Гаусс и Гильберт (см. рис. 3).

Таким образом, проведенные исследования неогеновых отложений западной части Нижне-Алданской впадины позволили уточнить время накопления намской свиты (19—22,2 млн. лет назад) и определить точное геологическое положение плиоценовой песчаной толщи.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев М. Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения реки Лены. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 118 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 51).
2. Алексеев М. Н., Куприна Н. П., Медянцеv А. И., Хорева И. М. Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений северо-восточной части Сибирской платформы и восточного складчатого обрамления. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 127 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 66).
3. Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Палеоклиматы палеогена и неогена Северо-Восточной Азии.— В кн.: Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979, с. 186—204.
4. Биджиев Р. А. Новые данные о тектоническом строении Приверхоанского краевого прогиба.— ДАН СССР, 1956, т. 3, № 2, с. 407—409.
5. Игнатченко Н. А. Неогеновое угленакопление в бассейне нижнего течения р. Алдан.— ДАН СССР, 1958, т. 118, № 5, с. 1014—1017.
6. Игнатченко Н. А. Геологическое строение и формирование Якутско-Кангаласского района. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 144 с.
7. Миоцен Мамонтовой Горы/Ю. П. Баранова, И. А. Ильинская, В. П. Никитин и др. М.: Наука, 1976. 284 с.
8. Натапов Л. М., Биджиев Р. А. Новые данные о строении Нижне-Алданской впадины.— Геол. и геофиз., 1966, № 2, с. 65—72.
9. Разрез новейших отложений Мамонтова Гора/А. К. Агаджанян, Т. Д. Боярская, Н. И. Глушанкова и др. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. 196 с.
10. Ремизовский Р. И. Опорный палеомагнитный разрез кавранских отложений Камчатки (средний — верхний миоцен): Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1977. 18 с. В надзаг.: СО АН СССР. ИГиГ.
11. Решения 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1974—1975 гг. Магадан, 1978. 192 с.
12. Фрадкина А. Ф. Споро-пыльцевые комплексы неогеновых отложений бассейна нижнего течения реки Алдан и по разрезу Намской опорной скважины.— В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Якутской АССР. М.: Гостехиздат, 1958, с. 80—90.
13. Фрадкина А. Ф. Позднеолигоценовая и миоценовая флора бассейна Алдана и ее сравнение с флорами Северо-Востока СССР и Аляски (по палинологическим данным).— В кн.: Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М.: Наука, 1971, с. 22—39.
14. Фрадкина А. Ф., Киселева А. В. Палеогеновые комплексы спор и пыльцы Западной Якутии.— В кн.: Этюды по палеофитологии Сибири. М.: Наука, 1976, с. 30—51.
15. Фрадкина А. Ф. Выделение отложений плиоцена в разрезах континентального неогена северо-восточных регионов СССР (по палинологическим данным).— В кн.: Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 160—165.
16. Фрадкина А. Ф. Корфовская континентальная серия.— В кн.: Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979, с. 75—80.
17. Фрадкина А. Ф. К стратиграфии палеогеновых и неогеновых отложений западной части Нижне-Алданской впадины (Якутия).— В кн.: Палеопалинология Сибири. М.: Наука, 1980, с. 77—83.
18. Labrecque J. L., Kent D. V., Cande S. C. Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. *Geology*, v. 5, N. 6, 1977, p. 330—335.

Т. И. Линькова

## МЕТОД КАППАМЕТРИИ ПРИ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАСЧЛЕНЕНИИ ДОННЫХ ОСАДКОВ МИРОВОГО ОКЕАНА

В настоящее время возрастает объем морских геологических работ, в связи с чем возникает необходимость использования таких методов обработки проб осадков, которые позволяли бы проводить корреляцию колонок в процессе экспедиционных работ. Одним из таких методов, кроме палеомагнитного [7—9], является метод каппаметрии морских осадков.

При применении метода каппаметрии учитывались два типа неоднородности осадков. Первый тип проявляется в одних и тех же точках дна бассейна седиментации и связан с изменением изучаемых значений  $\chi$  во времени (стратиграфия). Второй тип обнаруживается при последовательном переходе от одной точки к другой по профилю или горизонтам пробуренных колонок. Эта неоднородность связана с пространственным изменением свойств осадков. В активном слое осадков (верхнем) отмечаются оба типа неоднородности, а в статическом (нижележащем) слое — только второй.

В данном сообщении приведены каппаметрические характеристики донных осадков, отобранных в глубоководных впадинах и на шельфах различных районов Мирового океана: Тихого, Индийского и северной части Атлантического. В двух рейсах совместно с автором исследования занимались Е. Л. Демиденко и В. М. Слободяник [4, 11]. Значения магнитной восприимчивости, измеренные с помощью прибора ИМВ-2, пересчитывались на единицу объема влажного осадка. Точность прибора на борту судна составила  $2 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. Опробование осадков проводилось вдоль всей длины колонки, по возможности без пропусков. Общее количество измерений — более 3 000.

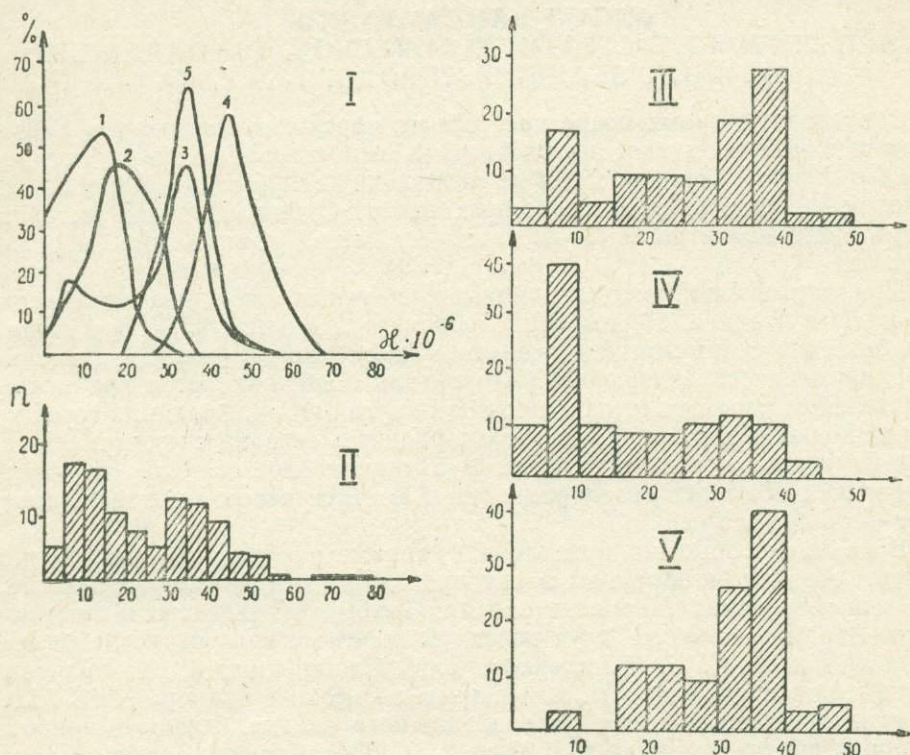
При отборе проб и измерениях их магнитной восприимчивости был использован вероятностно-статистический метод [5, 12]. В процессе обработки данных объемная информация заменялась небольшим числом величин (средним значением  $\chi$ , дисперсией  $D^2$ ), строились гистограммы, графики изменения в горизонтальной и вертикальной плоскостях и схемы площадного распределения значений  $\chi$ .

Исследования показали, что существует определенная зависимость между распределением величин магнитной восприимчивости осадков и их литологическим составом, скоростью осадконакопления, плотностью отложений, придонными динамическими процессами [1, 2, 6]. В первую очередь изменение величин магнитной восприимчивости обусловлено определенными типами глубоководных осадков [3, 10].

Рассмотрим основные значения  $\chi$  для наиболее распространенных типов осадков (см. рисунок).

**Известковые осадки** представлены главным образом кокколито-фораминиферовыми, фораминиферовыми илами и разновидностями фораминиферо-кокколитовых илов, реже — туффитами, обогащенными радиоляриями и этмодискусами.

Значения магнитной восприимчивости фораминиферовых и кокколито-фораминиферовых илов невысокие. Более 80% значений  $\chi$  равны  $5-15 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС и не превышают  $26 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. Величины  $\chi$  порядка  $15-25 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС характерны для переходных разностей, а именно — туффитов, обогащенных радиоляриями и этмодискусами. У кокколитовых и фораминиферо-кокколитовых илов значения магнитной восприимчивости несколько больше ( $15-20 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС), что можно объяснить уменьшением количества биогенных и карбонатных частиц. Для



Распределение магнитной восприимчивости различных типов осадков  
 I — кривые распределения магнитной восприимчивости: 1 — фораминиферовые и кокколито-фораминиферовые илы, 2 — кокколитовые и фораминиферо-кокколитовые илы, 3 — кремнистые осадки, 4 — эвпелагические глины, 5 — миопелагические глины; II—V — гистограммы магнитной восприимчивости ( $n$  — количество образцов): II — фораминиферовые и кокколитовые илы ( $n=647$ ), III — кремнистые осадки ( $n=113$ ), IV — этмодискусовые илы ( $n=46$ ), V — диатомово-радиоляриевые илы ( $n=67$ )

известковых осадков характерны самые низкие значения величины  $\chi$ ; в этом состоит главное их каппаметрическое отличие от всех других типов осадков.

**Кремнистые осадки** представлены в основном диатомово-радиоляриевыми и радиоляриево-диатомовыми илами, этмодискусами, глинами и характеризуются повышенными значениями  $\chi$  (до  $50 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС с максимумом в интервале  $30-50 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС). На гистограмме четко выделяются два максимума:  $5-10 \cdot 10^{-6}$  и  $30-40 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. Наличие двух максимумов объясняется присутствием этмодискусовых илов, обогащенных радиоляриями, мелкими диатомеями и глинистыми частицами.

**Глинистые осадки** представлены мио- и эвпелагическими глинами. Эвпелагические характеризуются небольшими вариациями значений магнитной восприимчивости по сравнению с миопелагическими глинами ( $35-55 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС), для которых значения  $\chi$  варьируют от 20 до

55·10<sup>-6</sup> ед. СГС. Это можно объяснить тем, что миопелагические глины представляют собой переход от эпелагических глин к пелагическим, глинисто-биогенным и биогенным илам. Наиболее низкие значения магнитной восприимчивости характерны для миопелагических глин переходных разностей к кремнистым осадкам. Гемипелагические (терригенные) глины отличаются большим разнообразием величин  $\chi$ .

Увеличение значений  $\chi$  отмечается во всех типах осадков с появлением в них вулканокластического материала. Прослой тефры имеют максимальные значения магнитной восприимчивости: 70·10<sup>-6</sup> ед. СГС и выше.

Существует три основных фактора, влияющих на вариации величины магнитной восприимчивости, которые необходимо учитывать при проведении капаметрических работ: темпы седиментации, расстояние от места отбора до источников сноса и процессы консолидации осадков.

Там, где темпы осадконакопления велики, отложения характеризуются малыми значениями магнитной восприимчивости. Это естественно, т. к. при больших скоростях осадкообразования происходит увеличение осадения биогенного материала на единицу объема, а, следовательно, уменьшение количества ферромагнитной фракции и снижение способности осадка к намагничиванию, что особенно наглядно проявляется в шельфовых областях до материкового склона. Низкие значения  $\chi$  на шельфе часто затрудняют корреляцию отдельных литологических горизонтов.

На изменения магнитной восприимчивости влияют не только различия в скоростях осадконакопления, но и расстояние от места отбора осадков до континентальных источников сноса, т. е. до района поставки терригенного и вулканогенного материала. На профиле Мурманск — Земля Франца Иосифа в Баренцевом море отмечается увеличение магнитной восприимчивости при приближении к континентальным источникам сноса, к гранитоидам фенноскандии и базальтам Земли Франца Иосифа. Величина  $\chi$  возрастает в десятки раз.

Степень консолидации осадков также существенно влияет на их магнитные свойства. Чем меньше плотность осадка, тем больше разубоживание ферромагнитной фракции и, следовательно, меньше величина магнитной восприимчивости. Для голоценовых осадков из различных районов Мирового океана характерны низкие значения магнитной восприимчивости, обусловленные слабой консолидацией осадков.

Таким образом, использование капаметрических измерений донных осадков позволяет не только проводить литологическое расчленение (особенно когда нет ярко выраженных визуальных изменений), но и дает возможность в случае однородных отложений судить по изменению магнитной восприимчивости об изменении скорости осадконакопления. Кроме того, изучение магнитной восприимчивости позволяет определить возможные источники сноса и поставки в данный район терригенного и вулканогенного материала. К преимуществам этого метода по сравнению с литологическим следует отнести его экспрессность.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Арчиков Е. И., Хершенберг Л. Б., Кокотов О. И. Опыт исследования динамики донных осадков методом измерения магнитной восприимчивости.— В кн.: Вопросы географии Тихого океана и притихоокеанских районов. Владивосток, 1975, с. 4—14.

2. Брусиловский С. Б., Глазовский Н. Ф. О магнитной восприимчивости донных осадков Каспийского моря.— В кн.: Взаимодействие поверхностного и подземного стока. М.: Наука, 1973, вып. 1, с. 99—108.

3. Демиденко Е. Л. Корреляция глубоководных донных осадков и палеогеографических событий плиоцен-плейстоцена в восточной части Индийского океана (по па-

леомагнитным данным): Автореф. дис... канд. геогр. наук. М., 1977. 25 с. В надзаг.: Моск. ун-т им. М. В. Ломоносова.

4. Демиденко Е. Л., Астахов А. С. Об использовании метода капаметрии в изучении процессов седиментогенеза.— В кн.: Современные проблемы морской геологии: Тез. докл. 4-й Всесоюз. школы морской геологии. М., 1980, т. 3, с. 38—39.

5. Комаров И. С. Накопление и обработка информации при инженерно-геологических исследованиях. М.: Недра, 1972. 152 с.

6. Кочемасов Ю. В. Изучение динамики осадков береговой зоны методом измерения магнитной восприимчивости.— В кн.: Материалы Всесоюз. конф. по комплексному изучению и освоению океана. Владивосток, 1976, с. 129—131.

7. Линькова Т. И. Основные проблемы изучения глубоководных донных отложений.— В кн.: Материалы IX конф. по вопросам постоянного геомагн. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973, ч. 3, с. 101—103.

8. Линькова Т. И. Значение палеомагнитного метода в стратиграфии.— В кн.: Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979, с. 150—153.

9. Линькова Т. И. Корреляция кайнозойских глубоководных донных отложений по палеомагнитным и биостратиграфическим данным.— В кн.: XIV Тихоокеанск. науч. конгр. Комитет В. Твердая оболочка Земли. Секция В III. М., 1979, с. 73—74.

10. Литолого-стратиграфическое расчленение осадков на профиле Зондского архипелага до Восточно-Индийского хребта/В. Н. Свальнов, Н. С. Скорнякова, Т. И. Линькова и др.— Океанология, 1978, т. 18, вып. 5, с. 871—879.

11. Слободяник В. М. Измерение плотности и магнитной восприимчивости донных осадков Балтийского моря.— В кн.: Современные проблемы морской геологии: Тез. докл. 4-й Всесоюз. школы морской геологии. М., 1980, т. 3, с. 104.

12. Гархов А. Г. О статической обработке результатов массовых определений физических свойств образцов горных пород.— Прикладная геофизика. М.: Гостоптехиздат, 1958, вып. 20, с. 20—42.

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ СТРАТОТИПА МАРУЯМСКОЙ СВИТЫ

За стратотип маруямской свиты принят разрез по р. М. Такой на Сахалине. Многими исследователями предлагались различные способы расчленения свиты на подсвиты, пачки и горизонты. Основываясь на независимом физическом методе [7], автор выбрал схему, предложенную Л. С. Маргулисом и В. О. Савицким [5, 6].

Отложения маруямской свиты в изучаемом разрезе представлены морскими, прибрежными и пресноводно-континентальными образованиями, которые вскрываются в присводовой, крыльевых и периклинальной частях Долинской складки.

На размытой поверхности верхнемеловых отложений с угловым несогласием залегают алевролиты курасийской свиты, выше по разрезу переходящие в окремненные прочные песчаники. Общая мощность вскрытой части курасийской свиты в этом разрезе не превышает 240 м.

Окремненные песчаники постепенно переходят в плотные алевролиты I пачки маруямской свиты, мощность которой 460 м. В толще алевролитов встречаются прослой разнозернистых песчаников (например, слои, содержащие обильную фауну двустворок, образцы 106—108).

За счет увеличения мощности песчаных прослоев II пачка становится существенно песчанистой, хотя и содержит значительное количество алевролитистого материала. Мощность отложений 590 м. Здесь, по данным В. О. Савицкого (1975 г.), встречена фауна: *Megayoldia thraciaeformis*, *Ciliatocardium ciliatum*, *Serripes makijamai*, *Macoma* cf. и др.

III пачка сложена тонкослойными глинистыми породами с прослоями песчаника мелко-среднезернистого голубовато-серого, слабосцементированного. Мощность отложений 340 м. Для них характерен своеобразный комплекс моллюсков, аналогичный комплексу в одновозрастных отложениях других районов Южного Сахалина: *Ennucula psjakauphensis*, *Acila marujamensis*, *Nuculana majamraphensis*, *Liocyma bachiensis*, L. cf. *fluctuosa*, *Serripes makijamai*, *Venericardia ferruginea*, *Macoma calcarea*, M. cf. *optiva*.

IV пачка нижнемаруямской подсвиты сложена преимущественно песчаниками средне-грубозернистыми голубовато-серыми с примесью алевролитистого материала, очень слабо литифицированными. Мощность 710 м. Здесь определена фауна: *Joldia ockhotensis*, *Pododesmus macroshisma*, *Serripes* cf. *notabilis*, *Macoma middendorffi*, *Fortipecten takahashii*, *Liocyma neastartoides*. Причем верхняя часть IV пачки, содержащая обильную фауну *Fortipecten takahashii* и *Liocyma neastartoides*, представляет собой опорный биостратиграфический уровень, который легко прослеживается и в других районах Южного Сахалина [6].

В V пачке чередуются прослой песчаников, алевролитов, глин и лигнитов. Изучены только самые нижние слои этой пачки.

В целом в бортовых обнажениях вскрывается фрагментарный разрез

маруямской свиты. Однако в сухое время года становятся доступными прирусловые и русловые выходы пород. Общая мощность изученных отложений 2365 м (маруямская свита — 2130 м, курасийская — 235 м). Отобрано 740 ориентированных штуфов из 348 точек опробования (через каждые 5—6 м истинной мощности по разрезу).

Породы залегают моноклиально и очень круто. В нижней и средней частях разреза угол падения пластов достигает 70—80 и даже 90°.

Таблица 1

Плотностная и магнитная характеристики отложений разреза р. М. Такой

Стратиграфические подразделения	Интервал, м	Алевриты				Песчанки			
		$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	% д.ст.с. $10^{-6}$	$\frac{I_n}{\sigma}$ , $10^{-6}$	Q	$\sigma$ , г/см <sup>3</sup>	% д.ст.с. $10^{-6}$	$\frac{I_n}{\sigma}$ , $10^{-6}$	Q
V пачка	0—94	1,64	10	1,62	0,32	—	—	—	—
	94—173	1,79	69	99,3	2,85	1,82	11,3	42	0,54
IV »	173—341	1,98	41	34,34	1,68	1,96	11,73	53	0,40
	341—550	1,99	25	19,65	1,57	1,91	6,24	22	0,57
	550—730	1,93	13	2,80	0,43	1,92	4,16	17	0,49
III »	730—1070	1,82	10	2,52	0,52	1,81	2,66	13	0,42
II »	1070—1660	1,76	9	1,92	0,45	1,79	1,66	9	0,37
I »	1660—2122	2,20	11	2,03	0,36	1,98	1,15	8	0,26
Курасийская свита	2122—2365	2,15	10	0,80	0,17	2,08	0,62	7	0,19

Маруямская свита

В верхней части разреза, начиная с середины IV пачки, происходит резкое выполаживание пластов. При переходе на другое крыло синклинали элементы залегания составили  $310^{\circ} \angle 10^{\circ}$  (самые нижние слои V пачки).

Как показало петрографическое описание шлифов (сообщение № 123 от 14. 04. 1978 г. Северо-Восточного производственного геологического объединения), минералы, содержащие титан или железо, не определяются. Но так как породы обладают достаточно большой магнитной восприимчивостью и намагниченностью, можно предположить, что носители намагниченности содержатся в более тонких разностях.

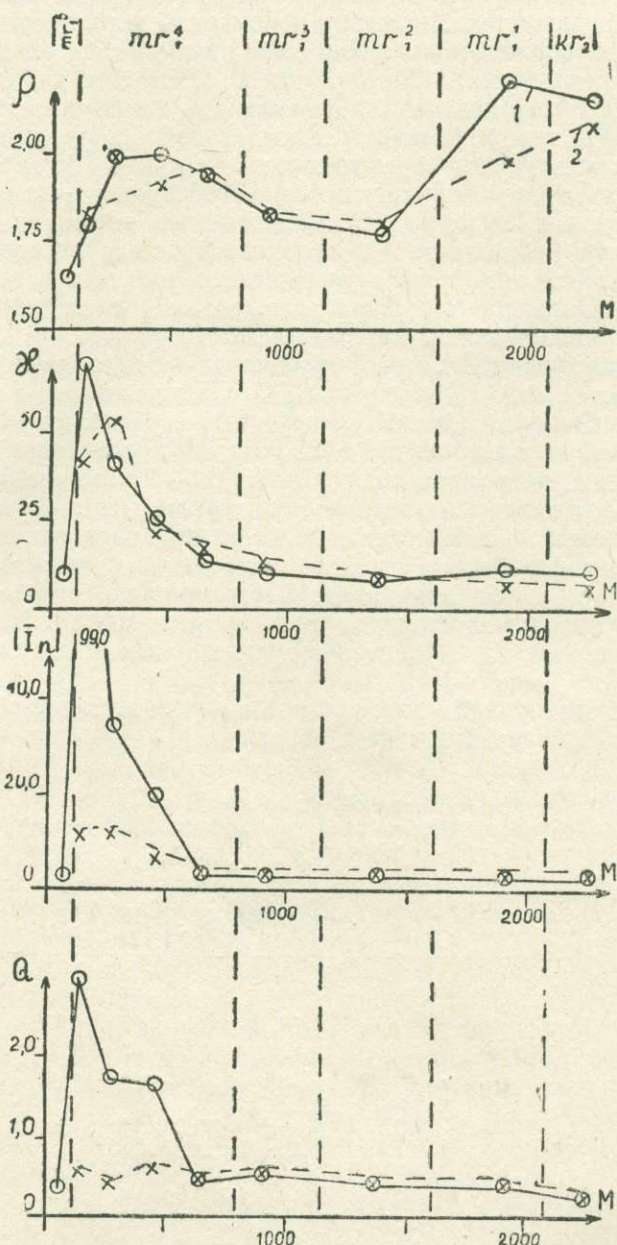


Рис. 1. Изменение плотности и магнитных параметров пород по разрезу  
1 — алевролиты, 2 — пески, песчаники;  $\rho$  — плотность

**Плотность пород.** Результаты измерений показали большую неоднородность изучаемых отложений (табл. 1). Известно, что по мере увеличения глубины бурения плотность равномерно повышается. В данном разрезе этого нет. Выделяются отложения II пачки маруямской свиты, которые имеют минимальную плотность и образуют своеобразный плотностной минимум (образцы № 175—204).

Значения плотности пород не зависят от литологических разностей (рис. 1). Лишь для отложений I пачки маруямской свиты резко увеличивается плотность алевролитов по сравнению с песчаниками. Плотностной минимум в отложениях II пачки, сложенной преимущественно песчаниками, свидетельствует, очевидно, о высокой пористости пород.

**Магнитная восприимчивость** отложений маруямской свиты невелика и колеблется в пределах  $10-15 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС (см. табл. 1). Однако имеются и заметные отклонения. Для всей IV пачки характерно повышение магнитной восприимчивости пород в два-три раза по сравнению со средним фоном. А для переходных слоев между IV и V пачками и самых нижних слоев V пачки магнитная восприимчивость составляет  $70-100 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС (см. рис. 1). Аналогичное повышение магнитной восприимчивости наблюдается и в одновозрастных отложениях Анивского района. Последнее позволяет диагностировать эти отложения по магнитной восприимчивости. Заметных различий в магнитной восприимчивости песчаников и алевролитов нет.

**Намагниченность** отложений маруямской свиты колеблется в широких пределах от 0,62 до  $100 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС, т. е. изменяется в 100—150 раз (см. табл. 1). Следует отметить существенные различия в намагниченности песчаников и алевролитов IV пачки. При одинаковой магнитной восприимчивости алевролиты намагничены в 5—7 раз сильнее. Это свойство изучаемых отложений отразилось на кривых изменения фактора Q (см. рис. 1). Вероятно, тяжелая фракция хорошо сортирована. Согласно данным петрографического анализа в составе изучаемых отложений практически нет рудных минералов. Следовательно, носители намагниченности представлены в основном тонкими разностями. Возможно, верхние слои IV и нижние V пачек маруямской свиты в данном разрезе переотложены.

Выделение стабильной части вектора  $\bar{I}_n$  проводилось с помощью временной, термо- и магнитной чисток образцов.

Таблица 2

Стратиграфические подразделения		Величина вязкой составляющей $ \bar{I}_{гв} $ (в % по отношению к модулю вектора ЕОН пород)					
		Аргиллиты		Алевролиты		Песчаники	
		N	R	N	R	N	R
Маруямская свита	V пачка	—	33	—	—	—	—
	IV »	39	42	29	8	70	41
	III »	—	—	33	53	73	60
	II »	72	—	—	67	76	61
	I »	—	—	66	—	72	61
Курасийская свита		—	—	85	—	63	—

Временной чистке были подвергнуты образцы из всех точек отбора. По результатам временной чистки вязкая составляющая вектора  $\bar{I}_n$  меняется и по разрезу, и в зависимости от литотипа (табл. 2).

Отметим три момента: общий высокий уровень вязкой составляющей по всему разрезу маруямской свиты (50% и более); резкие колебания величины вязкой составляющей образцов из алевролитовых разностей (от 8 до 85%); наиболее высокие значения величины вязкой составляющей для песчанистых разностей.

На результаты временной чистки оказывает большое влияние величина углов падения пород. Породы маруямской свиты залегают очень круто, с падением на восток. Как в положении «по полю», так и «против поля» наименьшему воздействию геомагнитного поля подвергается составляющая вектора ЕОН по оси OZ [8].

**Магнитная чистка** образцов проводилась по двум методикам: вращением образцов в немагнитном пространстве колец Гельмгольца и по осям. На рис. 2 приведены площади областей размагничивания положительно и отрицательно намагниченных образцов песчаников и алевролитов из отложений четырех пачек нижнемаруямской подсвиты. Площади областей размагничивания наиболее наглядно показывают различия в характере размагничивания пород. Как видно из графиков, стабильная часть векторов ЕОН выделялась при сравнительно небольших величинах переменного магнитного поля. Для пород IV и III пачек это поле не превышает 150 Э, а ниже по разрезу оно меньше — 50—100 Э. На рис. 3 приведены характерные кривые размагничивания образцов.

**Термочистке** подвергнуто 234 образца различного гранулометрического состава всех пачек маруямской свиты. Образцы проходили термочистку как в пермалловых экранах, так и в установке с нулевым магнитным полем в кольцах Гельмгольца. Шаг термочистки 50° С. Измерения составляющих вектора намагниченности проводились после каждого прогрева. Контроль за состоянием ферромагнитных минералов во время чистки осуществлялся путем регулярных измерений магнитной восприимчивости образцов. Максимальная температура термочистки не превышала 350° С. На рис. 2 четко видны различия величины и конфигурации площадей областей размагничивания для прямо- и обратномагнитных образцов пород трех верхних пачек маруямской свиты. Выделение стабильной части вектора ЕОН происходит в интервале 100—150° С, реже 200° С. При нагревах выше 250° С в образцах наблюдаются изменения ферромагнитных минералов, что приводит к увеличению магнитной восприимчивости, порой весьма значительному (в 10—20 раз). Это обстоятельство существенно, т. к. свидетельствует об отсутствии прогрева породы в эпигенетический период, т. е. об отсутствии термального метаморфизма. Последнее очень важно для доказательства первичности выделяемой по результатам термочистки стабильной части вектора  $I_n$ . С другой стороны, увеличение магнитной восприимчивости при прогревах образцов выше 250° С говорит о наличии в породах значительного количества биогенного материала [1, 2, 4]. Этот вывод подтверждается как непосредственными наблюдениями при описании разреза (обилие фауны моллюсков, растительных остатков, растертого детрита), так и результатами исследований по методу термокаппы [7].

Графики терморазмагничивания образцов прямо- и обратномагнитных пород двух нижних пачек маруямской свиты малоразличимы (см. рис. 3). Выделение стабильной части вектора ЕОН происходит в интервале 50—100° С, т. е. при более слабом температурном воздействии, чем для пород вышележащих отложений.

В образцах из отложений верхней части курасийской свиты разрушение нестабильной части вектора ЕОН происходит уже при нагреве до 50° С. При температуре выше 200° С резко увеличивается величина магнитной восприимчивости и намагниченности образцов. Заметных отли-

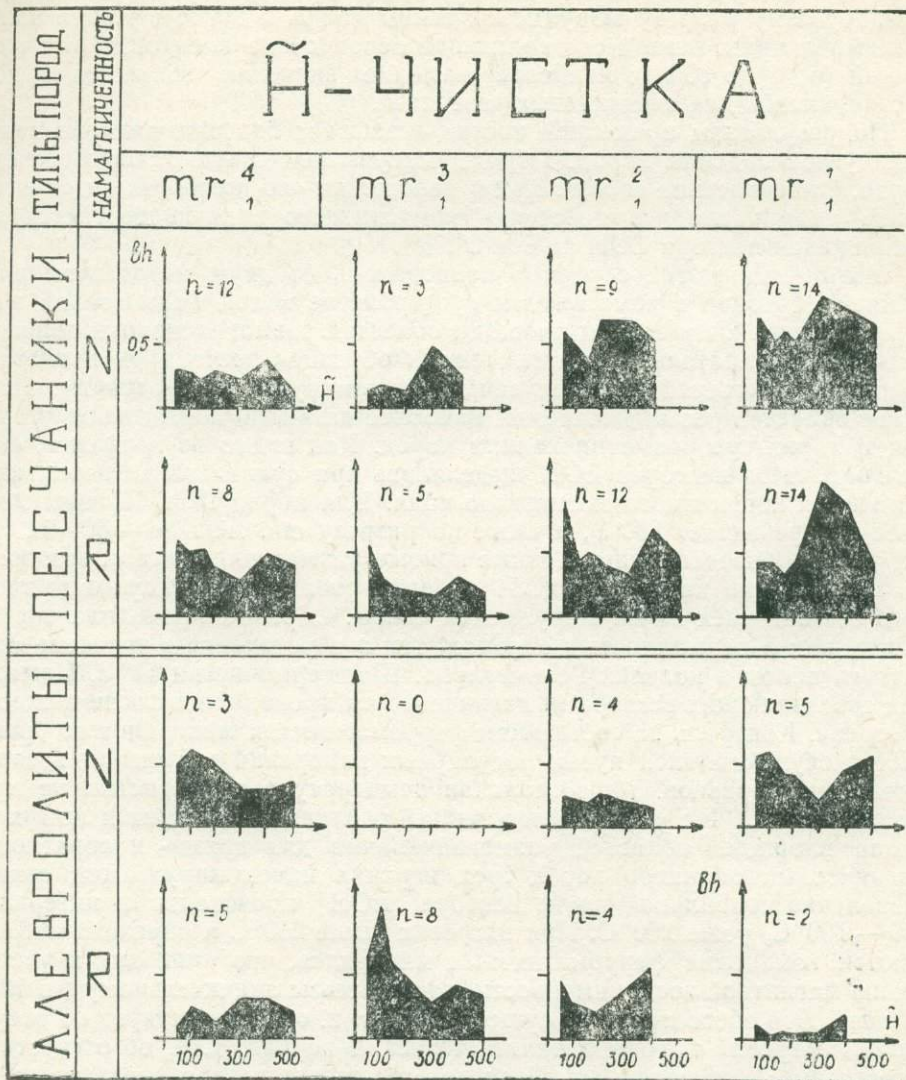


Рис. 2. Площади областей размагничивания прямо- и

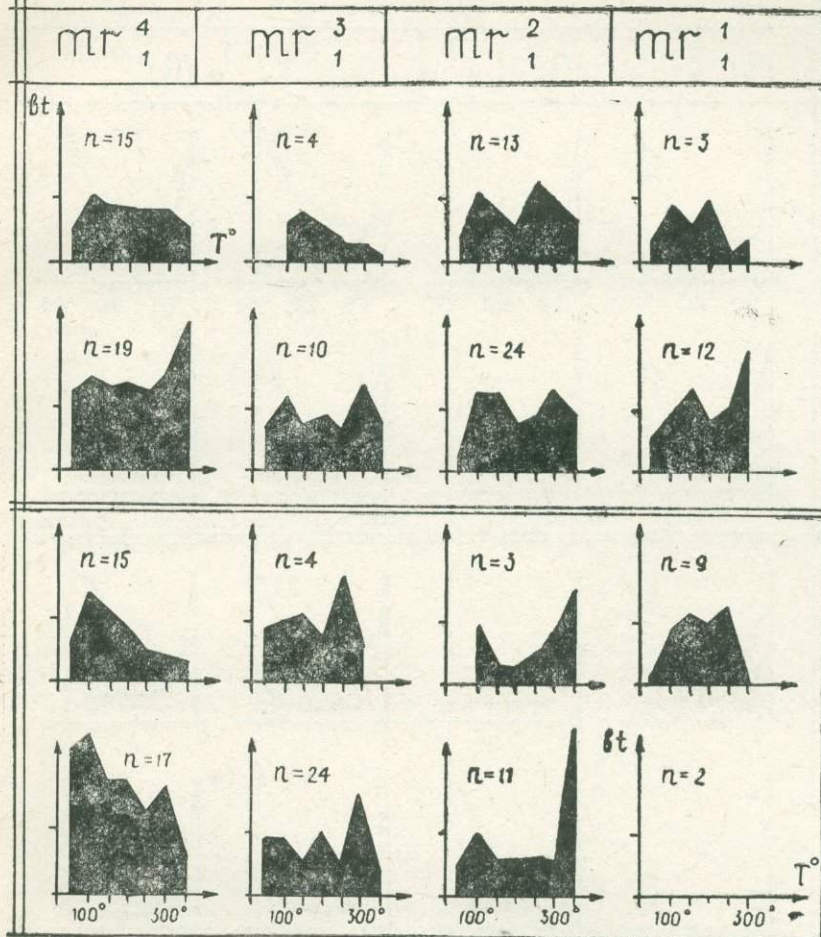
$$bh = \frac{|\bar{I}_n(\tilde{H})|}{|\bar{I}_{n_0}|} \cdot 100;$$

чий в процессе терморазмагничивания пород различного гранулометрического состава не обнаружено.

Сравнение площадей областей размагничивания, полученных в результате Н- и Т-чисток, показывает, что для пород III и IV пачек маруямской свиты лучше применять Н-чистку, а для пород II и I пачек — термочистку.

Кроме перечисленных исследований выборочно проводилось пересаживание образцов с целью доказать ориентационный характер пер-

# Т-ЧИСТКА



обратнонамагниченных пород по разрезу

$$bt = \frac{|\bar{\Gamma}_n(T^\circ)|}{|\bar{\Gamma}_{n0}|} \cdot 100$$

вичной остаточной намагниченности исследуемых пород, что исключало бы вероятность химического подмагничивания (табл. 3).

Переосаждаемые образцы легко размачивались в слабо подогретой воде, пропускались через систему тонких сит, сильно взбалтывались и порциями выливались в наполовину наполненный водой цилиндр. Искусственного уплотнения не проводилось. Но определялся коэффициент уменьшения плотности переосажденного осадка по сравнению с исходным (во всех случаях он близок к 1,10), на который затем ум-

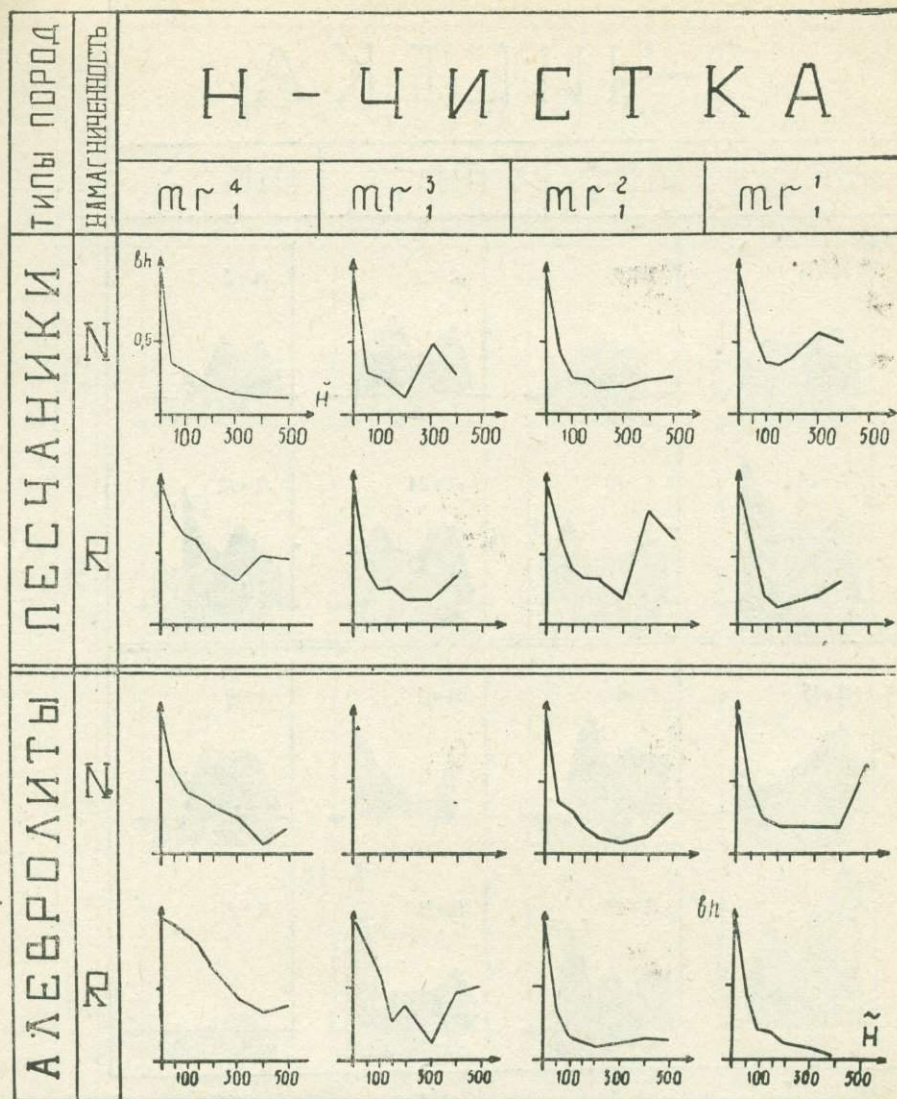
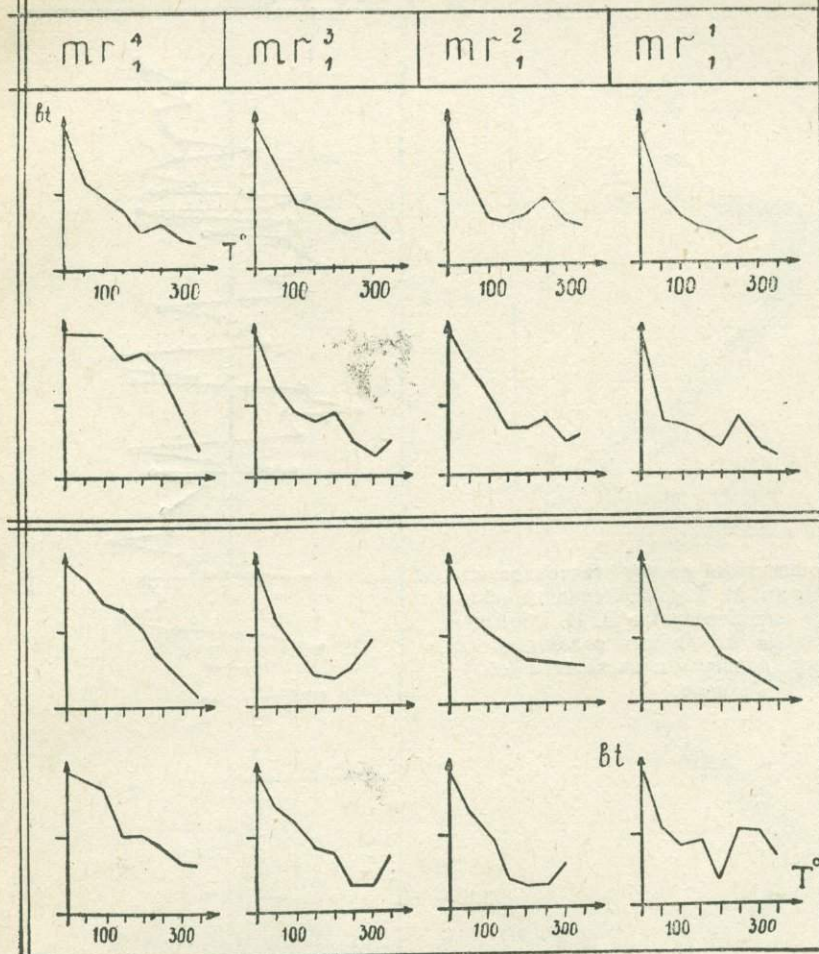


Рис. 3. Характерные кривые размагничивания прямо- и обратномагнитных образцов

ножается модуль вектора намагниченности переосажденного осадка. Полученная величина использовалась для вычисления коэффициента переосаждения.

Отметим следующие особенности: а) по всему разрезу коэффициенты переосаждения близки к интервалу 0,8—1,8, что свидетельствует об ориентационной природе первичной намагниченности отложений маруямской свиты [3]; б) для пород II пачки коэффициент переосаждения несколько больше верхнего предела ориентационной намагниченности (1,8), но меньше нижнего предела химической (7,7). Следовательно, можно предположить наличие частичного химического подмагничивания, которое снимается при нагревах до  $100^{\circ}\text{C}$  или в переменном магнитном поле величиной 100—150 Э; в) для тонких литологических раз-

# Т - Ч И С Т К А



ов по разрезу; bh и bt — см. в подписи к рис. 2

ностей верхней части разреза (верхи IV и низы V пачек) коэффициент переосаждения имеет наименьшее значение. Объясняется это электростатическим слипанием мелких частиц (до 1 мкм). Образующиеся агрегаты ориентируются по магнитному полю как единое целое, что приводит к значительному уменьшению величины намагниченности; г) снятие вязкой составляющей вектора ЕОН переосажденных образцов происходит в полях 100 Э. Отношение составляющей вектора ЕОН после снятия вязкой намагниченности к аналогичной составляющей переосажденного осадка для всех образцов близко к 1.

Таким образом, результаты опытов по переосаждению свидетельствуют о преимущественно ориентационной природе первичной намагниченности изучаемых отложений.

$D_{gp}$

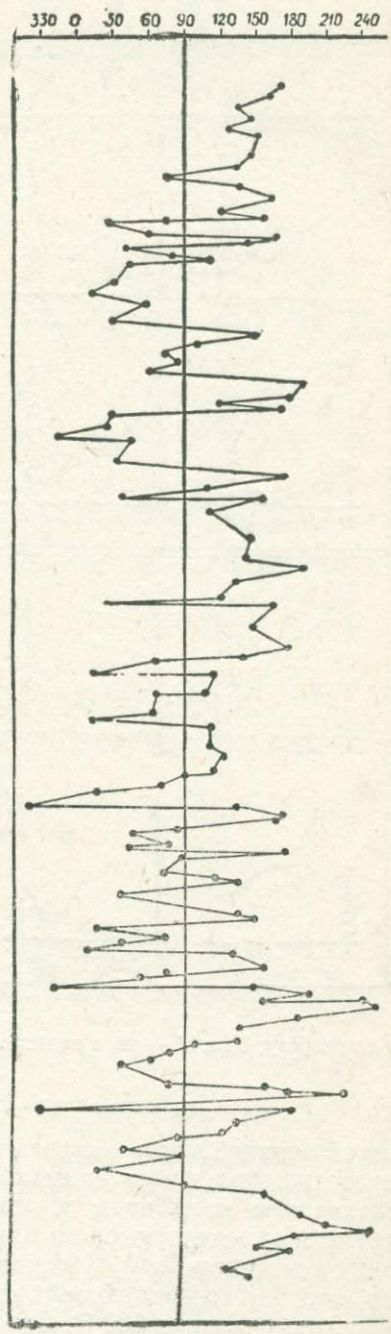


Рис. 4. Палеомагнитный разрез стратотипа маруямской свиты (р. М. Такой). Условные обозначения см. на рис. 5 в статье В. И. Ремизовского «Корреляция неогеновых отложений по палеомагнитным данным» в настоящем сборнике

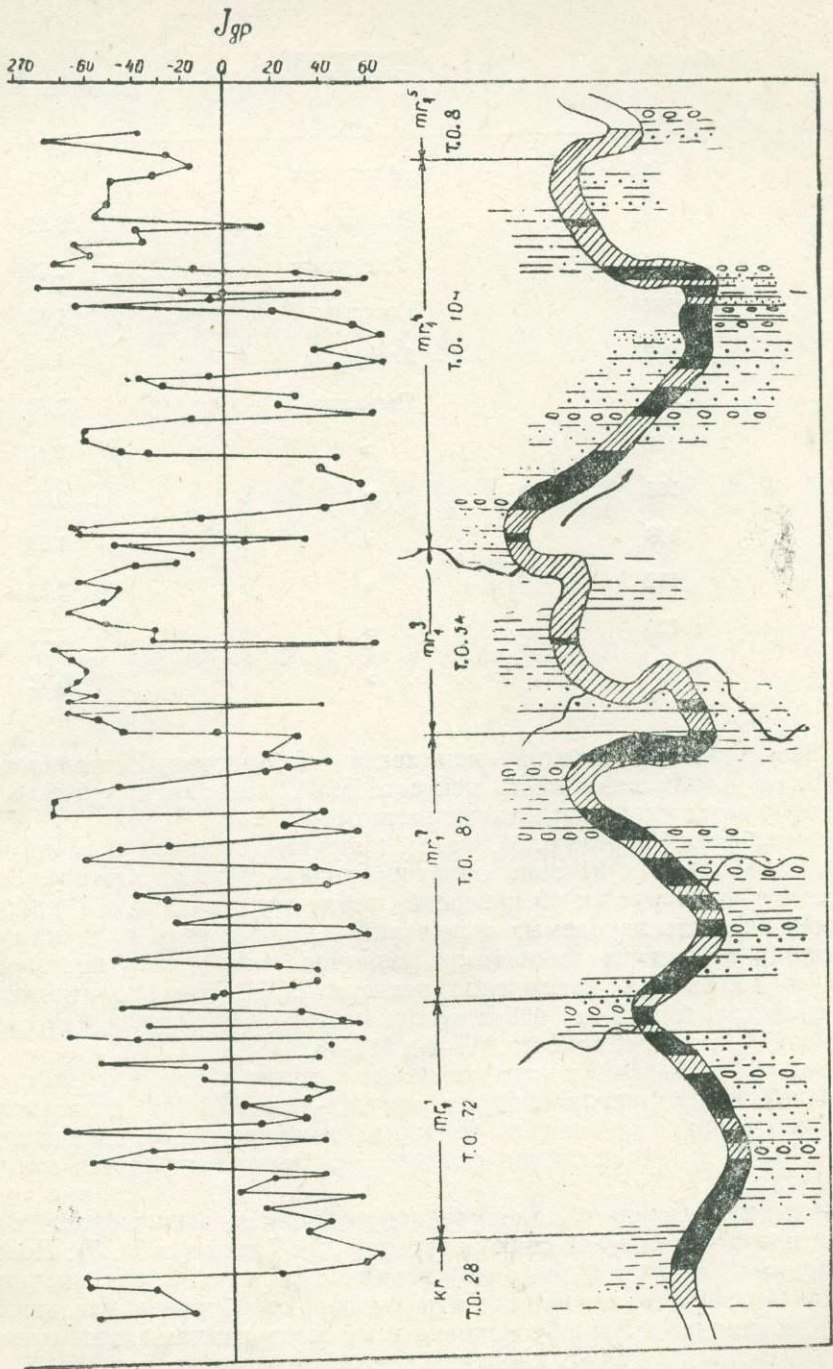


Таблица 3

## Результаты опытов по переосаждению образцов

№ образца	Литологическая разность	$P = \frac{ \bar{I}_n }{ \bar{I}_{nr} }$ (коэффициент переосаждения)
386	Алевролит	0,68
375	Глина	0,27
344	Алевролит	1,79
281	Песчаник	1,48
242	Алевролит	4,25
212	Песчаник	3,78
188	»	2,40
168	»	3,66
149	»	1,08
132	»	2,73
120	»	1,75
107	»	0,62

В результате проведения комплекса лабораторных исследований выделялась стабильная часть вектора ЕОН, которая принималась за первичную остаточную намагниченность осадков.

В неогеновом разрезе р. М. Такой (маруямская свита и верхи курабийской) выделяется 21 зона обратной полярности, 20 зон прямой полярности и фиксируется 40 инверсий геомагнитного поля (табл. 4). Большая вязкость изучаемых отложений и крутые углы падения пород обусловили выделение магнитозон различной полярности преимущественно по изменению наклона вектора ЕОН. Все палеомагнитные зоны представлены тремя и более точками отбора. Исключение составляют зоны прямой полярности МТ-2 и МТ-16.

В табл. 4 выделяются следующие интервалы: а) плотностной минимум в интервале палеомагнитных зон МТ-18—МТ-21; б) максимум магнитной восприимчивости и величины намагниченности в интервале МТ-3—МТ-6; в) по величине фактора  $Q$  резко выделяется магнитозона МТ-8.

Положение северного палеомагнитного полюса вычислено для различных пачек маруямской свиты разреза р. М. Такой (табл. 5). Полюса, вычисленные для N- и R-зон одной пачки маруямской свиты, значительно отличаются по палеодолготе при одновременно очень близких значениях палеоширот. Это обусловлено теми же причинами, которые вызвали небольшие различия склонений для разнополярных зон.

На рис. 4 палеомагнитный разрез комплекса маруямских отложений и верхов курабийской свиты р. М. Такой представлен непосредственно на геологической схеме. Непрерывность разреза, высокий процент обнаженности и сходные элементы залегания пород по всему разрезу позволили построить подобную схему, которая дает возможность без допол-

Таблица 4

Магнитная и палеомагнитная характеристики отложений маруямской свиты  
разреза р. М. Такой

Палеомагнитная зона	Полярность	Интервал, м	Количество образцов	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Магнитная восприимчивость, ед. СГС · 10 <sup>-6</sup>	Намагниченность, ед. СГС · 10 <sup>-6</sup>	Фактор Q	Среднее направление		
								склонение, D <sub>др</sub>	наклонение, J <sub>др</sub>	кучность, K
MT-1	R	0—180	25	1,75	29	15,46	1,07	136	—51	6,7
MT-2	N	180—186	1	1,96	42	7,67	0,37	76	17	—
MT-3	R	186—275	13	1,96	37	19,68	1,06	124	—50	10,9
MT-4	N	275—300	5	1,94	50	21,66	0,87	42	57	83,4
MT-5	R	300—315	3	2,04	56	78,60	1,40	136	—52	6,6
MT-6	N	315—330	3	1,94	49	23,40	0,87	56	26	8,9
MT-7	R	330—352	5	1,97	27	10,00	0,74	83	—30	6,3
MT-8	N	352—480	20	1,98	25	18,99	1,52	51	52	12,6
MT-9	R	480—520	5	1,93	16	4,36	0,54	131	—39	9,4
MT-10	N	520—572	6	1,88	20	2,73	0,27	68	32	7,9
MT-11	R	572—648	12	1,91	17	6,96	0,82	160	—57	23,5
MT-12	N	648—760	10	1,86	16	3,60	0,48	47	45	11,4
MT-13	R	760—810	7	1,76	13	2,73	0,42	133	—45	7,3
MT-14	N	810—822	2	1,82	12	2,35	0,39	71	23	3,5
MT-15	R	822—1021	29	1,80	10	1,88	0,37	132	—50	15,8
MT-16	N	1021—1027	1	1,83	10	1,87	0,37	26	64	—
MT-17	R	1027—1145	21	1,77	9	2,48	0,55	137	—55	15,8
MT-18	N	1145—1164	3	1,73	9	1,52	0,34	70	35	9,5

Палеомагнитная зона	Полярность	Интервал, м	Количество образцов	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Магнитная восприимчивость, ед. СГС · 10 <sup>-6</sup>	Намагниченность, ед. СГС · 10 <sup>-6</sup>	Фактор Q	Среднее направление		
								склонение, D <sub>др</sub>	наклонение, J <sub>др</sub>	кучность, K
MT-19	R	1164—1205	6	1,69	8	1,50	0,37	109	—33	17,1
MT-20	N	1205—1263	9	1,66	7	1,10	0,31	42	42	10,5
MT-21	R	1263—1361	15	1,71	8	1,38	0,34	113	—50	11,7
MT-22	N	1361—1418	6	1,84	10	2,45	0,49	57	45	5,3
MT-23	R	1418—1470	7	1,89	10	2,47	0,49	149	—62	38,7
MT-24	N	1470—1522	8	1,93	11	3,05	0,55	46	46	14,1
MT-25	R	1522—1540	3	1,88	9	2,41	0,54	162	—60	8,0
MT-26	N	1540—1567	4	1,83	9	1,20	0,27	74	27	217,6
MT-27	R	1567—1586	3	1,85	8	1,30	0,32	124	—25	48,8
MT-28	N	1586—1637	8	1,88	10	1,45	0,29	46	62	71,6
MT-29	R	1637—1661	3	1,98	10	1,58	0,30	137	—48	46,5
MT-30	N	1661—1724	8	1,88	8	1,18	0,30	38	41	8,6
MT-31	R	1724—1760	6	1,95	8	1,46	0,36	125	—24	7,6
MT-32	N	1760—1791	6	2,06	9	1,32	0,29	63	47	26,4
MT-33	R	1791—1815	4	1,95	7	1,11	0,32	154	—49	20,9
MT-34	N	1815—1856	6	1,96	8	1,21	0,30	225	49	11,8
MT-35	R	1856—1899	5	2,09	10	1,54	0,31	136	—29	10,6
MT-36	N	1899—1987	14	2,08	10	2,22	0,44	79	33	6,2
MT-37	R	1987—2015	6	1,93	7	1,18	0,34	182	—60	9,0
MT-38	N	2015—2029	3	2,02	6	0,94	0,31	226	66	2,1
MT-39	R	2029—2071	6	2,02	7	0,96	0,27	132	—33	6,9
MT-40	N	2071—2283	29	2,15	8	0,88	0,22	145	44	15,0
MT-41	R	2283—2365	7	2,16	9	0,58	0,13	170	—49	6,7

Положение северного палеомагнитного полюса для стратотипа маруямской свиты

Пачка	Полярность	N	D <sub>ср</sub>	J <sub>ср</sub>	K	Λ	Φ	Φ <sub>m</sub>	α <sub>95</sub>	Θ <sub>1</sub>	Θ <sub>2</sub>
IV	N	35	49	51	324	327	50	32	1,3	1,8	1,2
	R	52	140	-51	94	41	56	32	2,0	2,8	1,9
III	R	50	134	-52	772	47	52	33	0,7	1,0	0,7
II	N	39	45	47	83	245	50	28	2,5	3,3	2,1
	R	13	148	-59	112	47	66	40	3,9	5,9	4,4
I	R	10	169	-56	66	5	77	37	6,0	8,6	6,2

нительного материала непосредственно на местности найти ту или иную палеомагнитную зону.

Таким образом, сероцветные слабомагнитные осадки, слагающие стратотип маруямской свиты, имеют ориентационную первичную намагниченность.

По характеру преимущественного намагничивания изученный комплекс отложений может быть расчленен на четыре части: первая в объеме отложений курасийской свиты имеет преимущественно прямую полярность, вторая в объеме I и II пачек маруямской свиты характеризуется сравнительно равномерным чередованием зон прямой и обратной полярности, третья часть в объеме III пачки маруямской свиты имеет преимущественно обратную, а четвертая — в объеме IV пачки — преимущественно прямую полярность.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Багин В. И., Исмаил-Заде Т. А., Малумян Л. А., Печерский Д. М. Магнитные исследования осадочных пород продуктивной толщи Азербайджана.— В кн.: Материалы IX конф. по вопросам постоянного геомагн. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973, ч. 2, с. 24—25.
2. Багин В. И., Малумян Л. А. Исследование влияния углеводородов нефти и газа на магнитные свойства осадочных пород продуктивной толщи Апшеронского полуострова.— В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: Тез. докл. съезда. М., 1976, ч. 2, с. 14.
3. Багина О. Л. Метод переосаждения в вопросе о происхождении естественной остаточной намагниченности: Автореф. дис... канд. физ.-мат. наук. М., 1968. 15 с. В надзаг.: Моск. ун-т им. М. В. Ломоносова.
4. Малумян Л. М. О нормальном намагничивании осадочных пород продуктивной площади Апшеронского полуострова.— В кн.: Материалы IX конф. по вопросам постоянного геомагн. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973, ч. 2, с. 159—161.
5. Маргулис Л. С., Савицкий В. О., Тютрин И. И. Кайнозой Южного Сахалина и прилегающих акваторий.— В кн.: Стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеанского кольца: Тез. докл. XIV Тихоокеанск. науч. конгр., секция В III. М.: Наука, 1979, т. 2, с. 76—78.
6. Маруямская свита Южного Сахалина (Анивский район) / В. О. Савицкий, Л. С. Маргулис, В. П. Болдырева и др.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 5, с. 65—77.
7. Ремизовский В. И. Расчленение осадочных толщ по изменению состава ферромагнитной фракции.— Сов. геол., 1980, № 8, с. 87—91.
8. Ремизовский В. И. Палеомагнитно-стратиграфические исследования неогеновых отложений Макаровского района о. Сахалин.— В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия Востока и Северо-Востока Азии. Магадан, 1981, с. 28—53.

## ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

$I_n$	— естественная остаточная намагниченность горной породы
$I_n^0$	— первичная намагниченность
$I_{nv}$	— естественная вязкая остаточная намагниченность
$I_{ni}$	— идеальная остаточная намагниченность
$I_{rv}$	— лабораторная вязкая остаточная намагниченность
$I_s$	— намагниченность насыщения
$I_{rs}$	— остаточная намагниченность насыщения
$I_{rt}$	— термоостаточная намагниченность
$\chi$	— магнитная восприимчивость горной породы
$\tilde{H}$	— размагничивающее переменное магнитное поле
$H_e$	— напряженность постоянного магнитного поля
$F(H)$	— коэрцитивный спектр намагниченности определенного вида
$H_m$	— магнитное поле, соответствующее максимуму коэрцитивного спектра
$Q$	— фактор Кенигсбергера
$H_{cs}$	— разрушающее поле остаточной намагниченности насыщения
$D_{др}, J_{др}$	— склонение и наклонение в древней системе координат
$\varphi, \lambda$	— широта и долгота места отбора образцов
$\Phi, \Lambda$	— современные координаты (широта и долгота) палеомагнитного полюса
$\Theta_1, \Theta_2$	— полуоси овала погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса при уровне вероятности $P=0,95$
$\varphi_m$	— палеомагнитная широта
$K = \frac{n-1}{n-R}$	— коэффициент кучности, где $n$ — число образцов
$R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$	— модуль вектора-результанта, где $x = \sum \frac{I_x}{I_n}$ , $y = \sum \frac{I_y}{I_n}$ , $z = \sum \frac{I_z}{I_n}$
$\alpha_{95}$	— радиус круга доверия векторов $I_n$ для вероятности $1-P=0,95$
$n$	— число образцов
$N$	— прямая полярность образцов и зон
$R$	— обратная полярность образцов и зон

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение . . . . .	3
Ремизовский В. И. Корреляция неогеновых отложений по палеомагнитным данным (Южный Сахалин) . . . . .	5
Ложкина Н. В. Намагниченность пород триасово-юрского возраста в непрерывном разрезе по р. Кедон . . . . .	26
Линькова Т. И., Малахов М. И., Нургалиев Д. К. Железосодержащие минералы и природа естественной остаточной намагниченности донных осадков северо-восточной части Тихого океана . . . . .	36
Малахов М. И. «Абсолютный» и относительный способы определения палеонапряженности геомагнитного поля по осадочным породам . . . . .	52
Ложкина Н. В. Исследование магнитных свойств конкреций из верхнетриасовых отложений Северного Приохотья . . . . .	67
Камалетдинов В. А., Минюк П. С. Биомангнитостратиграфия неогеновых отложений западной части Нижне-Алданской впадины . . . . .	78
Линькова Т. И. Метод каппаметрии при литолого-стратиграфическом расчленении донных осадков Мирового океана . . . . .	85
Ремизовский В. И. Палеомагнетизм стратотипа маруямской свиты . . . . .	89

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ФАНЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИИ  
ВОСТОКА И СЕВЕРО - ВОСТОКА АЗИИ

Ответственные редакторы  
канд. геол.-минерал. наук **Юрий Яковлевич Ващилов**,  
канд. физ.-мат. наук **Татьяна Ильинична Линькова**

Редактор **О. В. Сапа**  
Технический редактор **Л. М. Русакова**  
Корректор **Е. М. Каминская**

Сдано в набор 3.05.82. Подписано к печати 12.01.83. АХ—01607. Формат 70×108/16.  
Объем 9,5 уч.-изд. л., 9,45 усл. п. л. Заказ 538. Тираж 400. Цена 1 р. 30к.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВНЦ АН СССР.  
685000, Магадан, ул. Портовая, 16.

Магаданская обл. типография Управления издательств, полиграфии и кн. торговли.  
685000, Магадан, пл. Горького, 9.

1 p.30 к.

3883