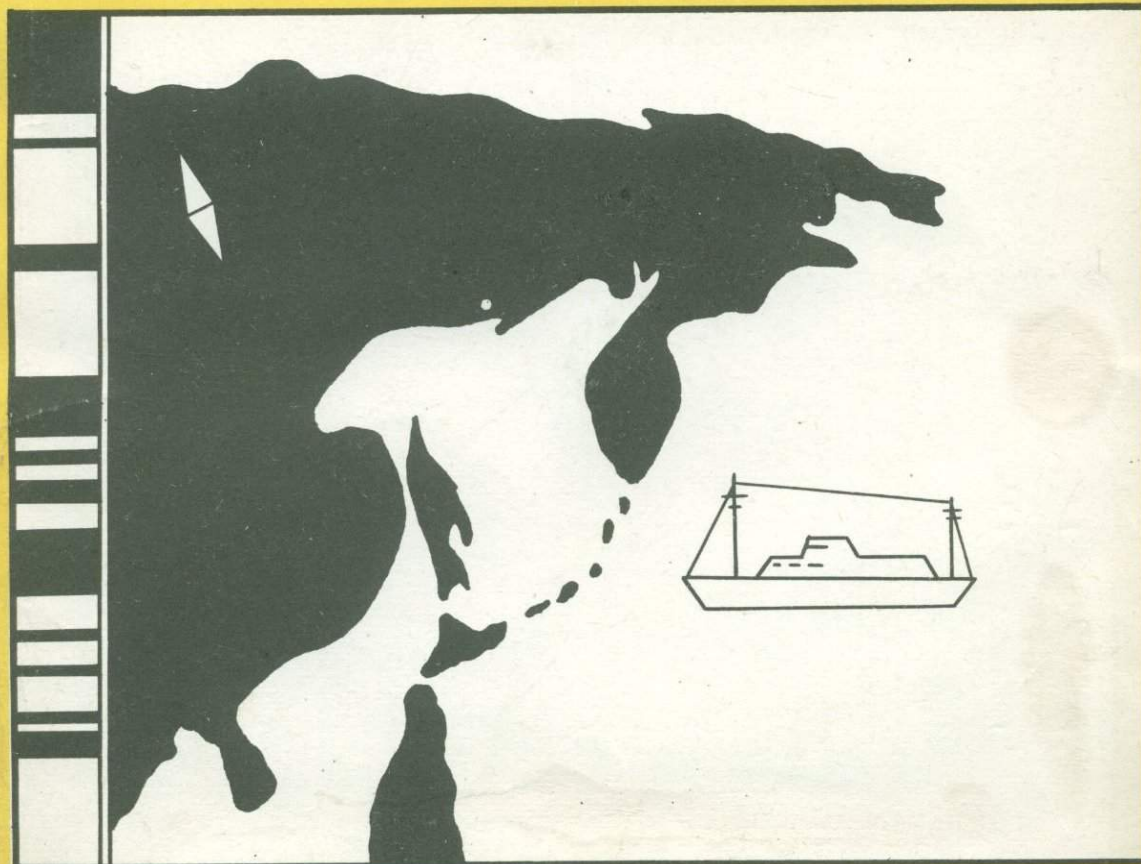


МАГНЕТИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД
И ПАЛЕОМАГНИТНАЯ
СТРАТИГРАФИЯ
ВОСТОКА
И СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт

550.382

МАГНЕТИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД
И ПАЛЕОМАГНИТНАЯ СТРАТИГРАФИЯ
ВОСТОКА
И СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

3882

Магадан, 1981



Сборник содержит обширный, ранее не публиковавшийся материал по магнитным свойствам горных пород и палеомагнитной стратиграфии кайнозойских, мезозойских и палеозойских отложений Северо-Востока СССР. Обсуждаются вопросы существования кратковременных эпизодов обратной полярности в геомагнитной эпохе Брюнес, некоторые аспекты теории происхождения естественной остаточной намагниченности, вопросы автоматизации обработки палеомагнитных данных.

Материалы сборника можно использовать для геологического картирования, выявления месторождений россыпных полезных ископаемых, а также поисков нефти и газа.

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

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

Ответственный редактор кандидат геолого-минералогических наук
Юрий Яковлевич Ващилов

М $\frac{19032}{1981 \text{ (м)}}$ $\frac{001}{037-81}$

ПРЕДИСЛОВИЕ

Актуальность статей данного сборника определялась решениями партии и правительства о развитии производительных сил на Дальнем Востоке. В настоящее время возрастают требования к проведению крупномасштабного картирования для поисков и разведки полезных ископаемых. В связи с этим возрастает интерес к проблемам палеомагнитной стратиграфии Востока и Северо-Востока Азии.

Палеомагнитный метод позволяет проводить дробное расчленение изверженных и осадочных пород по их магнитным свойствам. Это в свою очередь дает возможность, во-первых, осуществлять детальное картирование отдельных районов Северо-Востока Азии и, во-вторых, проводить корреляцию разновозрастных пород всего земного шара. Использование палеомагнитной стратиграфии приводит к экономическому эффекту при проведении геологосъемочных работ и улучшает качество их при картировании немых осадочных и вулканогенных толщ.

Для районов Дальнего Востока характерны сложные природные условия, в которых немалую роль играет вечная мерзлота. Криогенные процессы, образование жильных льдов вызывают нарушение последовательности в накоплении толщ. Это, в свою очередь, приводит к тому, что на громадной территории остается очень мало полных в стратиграфическом отношении разрезов плиоцен-плейстоценового возраста. Все вышеперечисленное заставляет рассматривать не только открытые, выходящие на дневную поверхность горные породы, но и изучать каменный материал, полученный при бурении. В настоящее время глубокое бурение проводится и на континенте, и в Мировом океане. Физические основы, на которых базируется палеомагнитный метод, дают возможность проводить палеомагнитно-стратиграфические исследования на естественных обнажениях и по кернам скважин.

Современный уровень магнитных и палеомагнитных исследований позволяет развивать такие направления, как разработка геохронологической палеомагнитной шкалы, тектоника плит, изучение фазовых переходов в магнитных минералах, использование магнитных свойств для решения ряда геологических задач.

Планомерные палеомагнитные исследования, проводимые в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте с 60-х годов, получили свое дальнейшее развитие после создания лаборатории палеомагнетизма, десятилетнему юбилею которой посвящен настоящий сборник.

Основным направлением работ лаборатории являются палеомагнитные стратиграфические исследования мезо-кайнозойских и позднепалеозойских образований Магаданской области, Камчатки, Сахалина и Якутии, а также изучение глубоководных донных отложений Мирового океана. Одновременно ведутся работы по изучению природы естественной остаточной намагниченности, магнитных свойств пород и минералов для решения задач палеогеографии и тектоники.

В сборнике рассматривается ряд взаимосвязанных проблем, стоящих перед стратиграфами и палеомагнитологами: составление региональных палеомагнитных разрезов, расчленение и корреляция немых донных отложений с помощью палеомагнитного метода, сопоставление неогеновых отложений Камчатки и Сахалина, определение положения виртуальных геомагнитных полюсов для кайнозоя, мезозоя и позднего палеозоя, детальное изучение структуры геомагнитного поля в эпохи спокойного и инверсионного режимов и другие. Обсуждаются вопросы существования кратковременных интервалов обратной полярности в геомагнитной эпохе Брюнес, определения напряженности древнего геомагнитного поля безнагревным способом, а также вопросы теории происхождения естественной остаточной намагниченности в изученных осадочных толщах. Начаты исследования траектории движения виртуального геомагнитного полюса в период инверсионного режима земного магнитного поля. Особое внимание уделяется созданию алгоритмов и программ для автоматизации обработки магнитометрических и палеомагнитных параметров.

Данные, изложенные в статьях, дополняют и в определенной мере меняют сложившиеся ранее стратиграфические и палеогеографические построения. Материал сборника отличается новизной, часто оригинальным подходом к интерпретации фактических результатов.

Приведенные в сборнике материалы могут быть использованы палеомагнитологами, биостратиграфами, океанологами, палеогеографами и геологами-съемщиками для геологического картирования, выявления месторождений твердых полезных ископаемых, а также для поисков нефти и газа.



ДЕТАЛЬНАЯ ПАЛЕОМАГНИТНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

По многим причинам в настоящее время актуальна задача палеомагнитных исследований осадочных и изверженных пород дна Мирового океана. Прежде всего появляется возможность изучения отложений, до сих пор почти не исследованных по сравнению с континентальными и находящимися под водной толщей, которая составляет 2/3 всей поверхности Земли. Осадочные толщи защищены слоем воды до 6000 м и поэтому меньше, чем континентальные осадки, подвержены процессам метаморфизма, несмотря на активные процессы, протекающие на дне океана. Важным является вопрос соотношения прибрежных континентальных толщ и донных осадков, иначе говоря, корреляции одновозрастных отложений для целых регионов, в том числе для всей Пацифики. Изучение изверженных горных пород, особенно в рифтовых зонах, дает возможность исследовать магнитные свойства мантийного вещества, слагающего подводные хребты, возвышенности, подводные горы и гайоты. И, наконец, изучение магнитных свойств изверженных горных пород позволяет решать вопрос о магнитных линейных аномалиях в каждом конкретном случае. Это представляет в настоящее время большой интерес в связи с гипотезой плейт-тектоники о наличии спрединга и субдукции, а также величиной скорости расширения океанического дна, особенно в зонах разлома.

В резолюции съезда «Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма» в 1977 г. было отмечено, что океанические донные осадки еще недостаточно изучены [12].

Исследования донных отложений Мирового океана, проводившиеся в СВКНИИ с 1968 г., позволили в настоящее время обратить внимание не только на выделение зон прямой и обратной полярности, их стратиграфическое положение, определение возраста отдельных горизонтов и установление коррелятивных соотношений био- и палеомагнитных зон, но и на поведение геомагнитного поля в определенные временные интервалы спокойного и инверсионного режимов (эпоха Брюнес, инверсия Матуяма — Брюнес).

Поведению геомагнитного поля в эпоху прямой полярности Брюнес и кратковременным изменениям полярности в ней (экскурсов, эпизодов, флипов) уделено много внимания, но до сих пор вопрос о действительном существовании кратковременных событий остается открытым.

В работах ряда исследователей были выделены следующие «события»: Лашамп [20, 30 55], Блек [28, 29, 60], Одинцово-Галич [6, 15], Гентенбург [52], Бива [40, 67], Олби [34], Элберг [51], Лостуан-Крик [59] и другие [27, 29, 32, 53, 64]. Но вопрос реального отражения ими инверсий геомагнитного поля является дискуссионным.

Как известно, необходимыми условиями внесения в геохронологическую палеомагнитную шкалу эпох и событий являются их глобальный

характер и установление одновозрастных инверсий как по осадочным, так и по изверженным породам [56].

Однако вышеуказанные «события», как правило, не имеют глобального характера распространения, а обнаруживаются лишь для отдельных регионов.

Эти «события» можно подразделить на выделенные по осадочным и по изверженным породам. Остановимся подробнее на методике их выделения. На лавах Лашампского вулкана обнаружено событие Лашамп [20], возраст которого, определенный К—Аг методом, составляет 20—30 тыс. лет. Позже возраст этого «события» был удревлен (45 тыс. лет) [32, 33]. С ним было сопоставлено «событие», выделенное на лавах Pue de Verme, Chaîne des Puyde, France, возраст которых заключен в пределах от 20 до 87 тыс. лет [19]. По базальтам Олби также было выделено обратномагнитное «событие», которое сопоставлялось с событиями Лашамп и Бива [36]. К сожалению, при изучении «событий» Лашамп и Олби не проводилось лабораторных исследований с целью установления самообращений, часто имеющих место при повторных нагревах ферромагнитных минералов выше точки Кюри [58].

Для выделения событий по одновозрастным осадочным отложениям были проведены палеомагнитные исследования отложений с определением возраста в другом районе земного шара, на озере Mono Lake в Калифорнии [30]. В то же время по вулканическим формациям идентичного возраста на четырех лавовых потоках Реюньона, одном потоке Нунивака в Исландии, на Аляске, в Калифорнии и на о. Галапагос [21—24, 49] не зафиксирована обратная полярность, все образцы намагничены по направлению современного магнитного поля. Таким образом, взаимная корреляция одновозрастных разрезов указывает на ошибочность выделения разнополярных горизонтов в палеомагнитные события. Не следует забывать о существовании погрешностей в определении абсолютного возраста, которые можно исключить лишь при проведении многократных радиологических измерений стратиграфически близких горизонтов на границе инверсий магнитного поля.

Существуют еще большие трудности для достоверного выделения флипа Гетенбург, «события» Одинцово-Галич и других, зафиксированных в осадочных горных породах [63].

Следует учитывать ряд факторов, которые могут привести к изменению знака вектора естественной остаточной намагниченности, а следовательно, к появлению псевдоинверсий. Возможными причинами последних являются различные виды деформаций:

а) локальные, возникающие *in situ* при осаждении частиц на крутые склоны океанического ложа;

б) смятие и перемещение уже осадившихся частиц мутьевыми потоками;

в) возникающие при отборе донных отложений трубками;

г) образующиеся при выталкивании колонок из трубок;

д) возникающие при отборе и хранении образцов, особенно при их замораживании.

Причинами псевдоинверсий могут также являться:

а) отбор колонок и образцов из неуплотненных осадочных толщ;

б) нарушение непрерывности осаждения частиц донными течениями;

в) засасывание осадка в трубки при их отборе;

г) невертикальное вхождение трубок в грунт;

д) резкие изменения скоростей осадконакопления;

е) химическое перемагничивание осадков.

Возникновение псевдоинверсий в результате деформаций подробно изучено многими учеными-палеомагнитологами, членами комитета по

Программе Международной Геологической корреляции (P. Bonadonna, N. Bonhommet, K. Greer, K. Kitazawa, G. Kukla, N. Opdyke, N. Watkins) и проиллюстрировано в работах Куклы с соавторами [43, 44]. В то же время Кеннет показал, что наличие деформаций не может быть выявлено с помощью методов магнитной чистки. В частности, при размагничивании переменным магнитным полем и определенных деформациях осадка возможно появление «событий», аналогичных флипу Гетенбург [65].

Многие исследователи связывают существование этих коротких эпизодов геомагнитной полярности с наличием недипольной составляющей магнитного поля Земли в течение инверсий [45—48, 54, 57, 64] или с существованием смещенного диполя и двух малых аксиальных диполей, момент которых может иметь противоположную основному диполю полярность [66].

Анализ ориентировки \vec{I}_n показывает, что разброс векторов объясняется вековыми вариациями геомагнитного поля на протяжении последних 600 тыс. лет; при этом вариации должны иметь характерные особенности лишь в локальных масштабах [25, 50]. Такое предположение подтверждают материалы по изучению аномальных возмущений геомагнитного поля на породах плиоцен-плейстоцена, зафиксированных в Приобском плато [11].

Таким образом, существование посториентационных деформаций, невозможность их выявления при размагничивании переменным магнитным полем, установление первоначального положения образца во время его осаждения, незнание природы первичной намагниченности приводят к появлению псевдоинверсий.

Критерием достоверности кратковременных изменений геомагнитного поля является получение идентичных между собой данных в параллельных разрезах, удаленных на большие расстояния друг от друга [3], и проведение двойного или тройного отбора образцов из трубок большого диаметра.

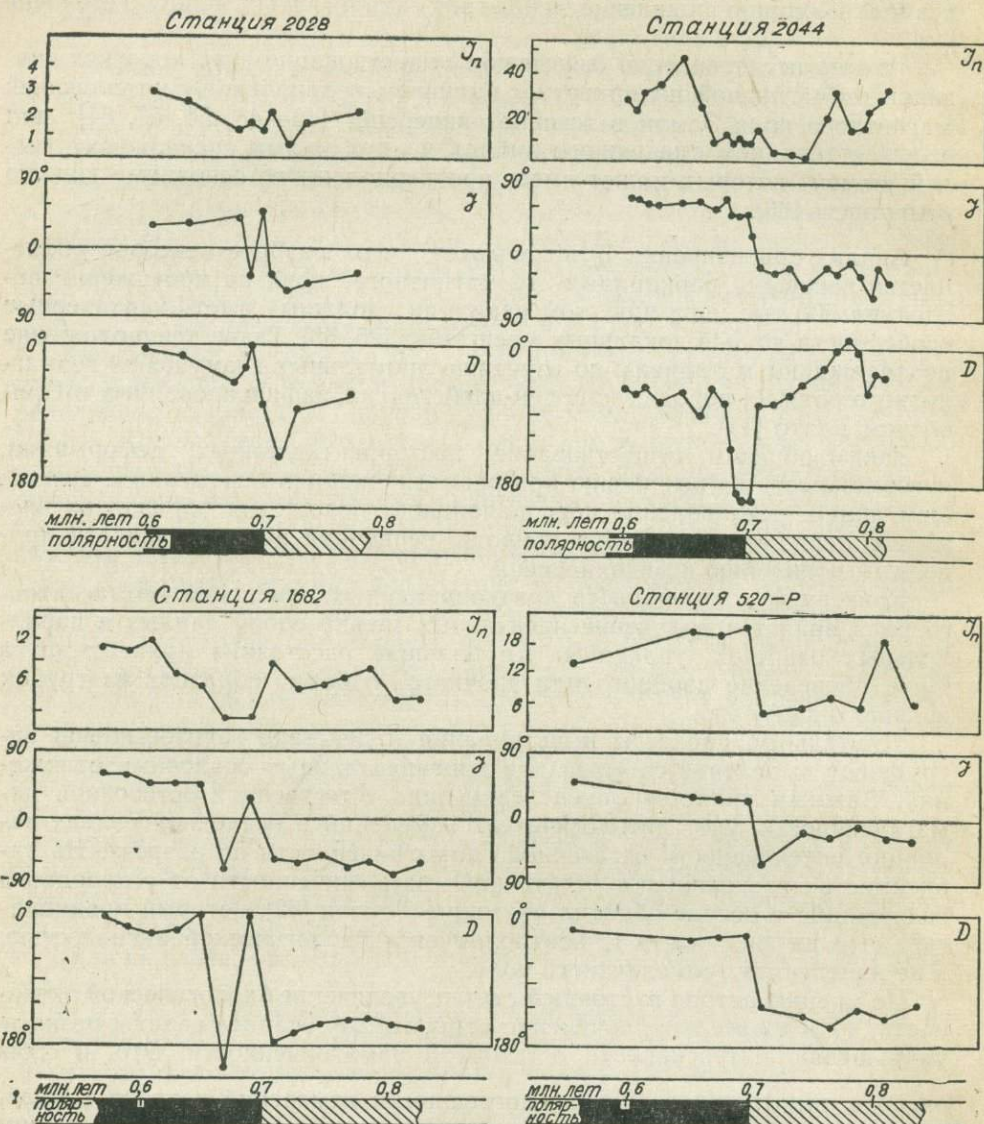
Длительные процессы выветривания и действие грунтовых вод затрудняют выделение событий для континентальных осадочных отложений. Важным является определение вида естественной остаточной намагниченности, учет литологических изменений в осадочной толще, вариации интенсивности остаточной намагниченности по разрезу. На зависимость интенсивности остаточной намагниченности от углеродного содержания в осадке обратил внимание Томсон [62], который предполагает, что интенсивность I_n контролируется биологической активностью, а не изменением геомагнитного поля.

По мнению автора настоящей статьи, увеличение биологической активности, а следовательно, появление карбонатных осадков ведет к резкому уменьшению интенсивности остаточной намагниченности. Это, в свою

очередь, вызывает увеличение погрешности измерений вектора \vec{I}_n , увеличение вариаций склонения и наклонения, что может явиться причиной появления ложных событий. Подтверждением являются работы ученых Кента [41] и Джонсона [39, 40], которые пришли к выводу, что наличие катиондефицитного титаномагнетита в глубоководных донных осадках увеличивает нестабильность вектора \vec{I}_n и может привести к неверной интерпретации полученных материалов.

Особое внимание в связи с выделением коротких эпизодов полярности следует обратить на моренные и ледниково-осадочные отложения. Для них, по мнению ряда исследователей [5, 14], характерно наличие ферромагнитной фракции различного гранулометрического состава (от 1 мкм до нескольких миллиметров). Плохая сортированность мате-

риала, от самого мелкого (глина) до очень крупного (галька, гравий), приводит к тому, что намагниченность морен состоит из двух компонент: систематической и случайной. Существование последней объясняется наличием гравийно-галечной фракции [42]. В этом случае в зависимости от величины коэффициента кучности возможно появление «обратных» горизонтов. Так, если использовать для ориентационной намагни-



ченности стохастическую модель* [18], где $I_n = N \cdot ML \cdot (MN\lambda/N_0)$, а $MN\lambda/N_0 = K$ — кучность в палеомагнитном толковании [17], то при $K > 3$ магнитная энергия MN преобладает над случайной N_0/λ и никаких псевдоинверсий не возникает. При $K = 1$, когда спектральная плотность N_0 , полученная за счет присутствия гравийно-галечных включений, становится значительной, т. е. магнитная энергия соизмерима со случайной $MN \cong N_0/\lambda$ [14], могут появиться обратномагнитные образцы. По статистике Фишера, каждый четвертый вектор I_n в среднем попадает на обратную полусферу, что ошибочно интерпрети-

* См. статью Т. И. Линьковой и др. «О природе намагниченности в глубоководных донных осадках» в настоящем сборнике.

руется как признак наличия обратной компоненты намагниченности [13].

Комплексные палеомагнитные, литологические, биостратиграфические и радиологические исследования глубоководных донных осадков многочисленных колонок в Тихом и Индийском океанах не подтвердили наличия обратномагнитных событий в эпохе Брунес [7—9].

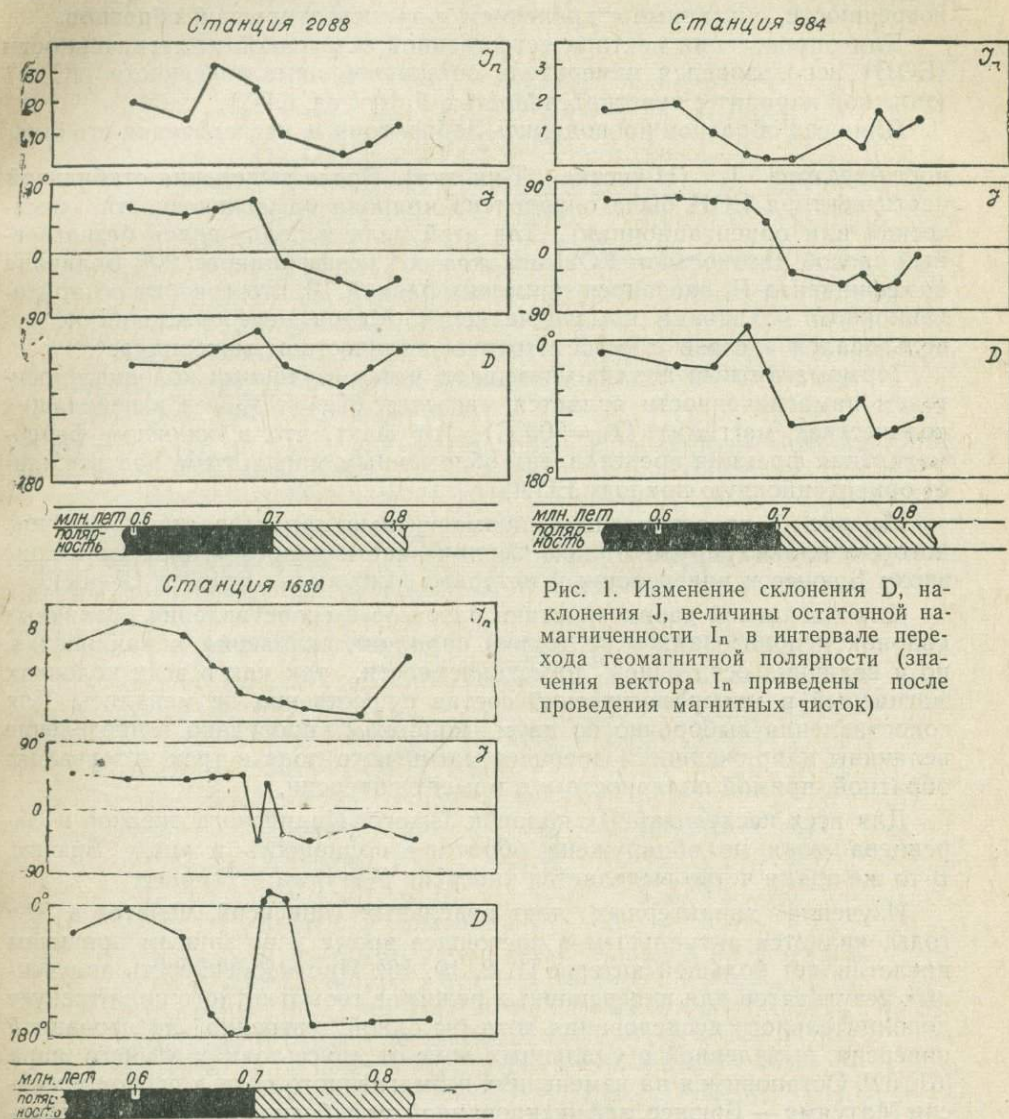


Рис. 1. Изменение склонения D , наклонения J , величины остаточной намагниченности I_n в интервале перехода геомагнитной полярности (значения вектора I_n приведены после проведения магнитных чисток)

Тем не менее во время 21-го рейса НИС «Дм. Менделеев» в северо-западной части Тихого океана было обращено внимание на «появление» в эпохе Брунес обратномагнитных горизонтов. Работы проводились на параллельных разрезах колонок из одного полигона с двукратным отбором образцов. Колонки со следами невертикального вхождения в грунт по литологическим данным и углу поворота наклонения не рассматривались. Не проводился также отбор образцов из верхних частей колонок, где осадок был недостаточно уплотнен. Существование перерывов отмечалось при литологических и биостратиграфических исследованиях. Изучение рельефа дна до опускания трубок обеспечивало

сбор образцов в более или менее выложенных участках дна с минимальной возможностью проведения работ на очень крутых склонах, в местах оползней, а также действия суспензионных потоков и сильных донных течений.

Образцы помещались в полистироловые кубики (длина ребра 25 мм). Все части колонок ориентировались по отношению к верхнему слою и друг к другу. Измерения проводились на борту судна, что исключало погрешности, связанные с хранением и транспортировкой образцов.

Для определения вектора естественной остаточной намагниченности (ЕОН) использовался измеритель остаточной намагниченности ИОН-1 (морской вариант с чувствительностью $5 \cdot 10^{-8}$ ед. СГС).

Для всех образцов проводились лабораторные исследования стабильности вектора I_n (\vec{H} -чистка, T -чистка). После выделения стабильной части вектора ЕОН была определена природа намагниченности (химическая или ориентационная). Для этой цели использовался безнагревный способ диагностики ЕОН осадков по коэффициенту P_1^* . Величина коэффициента P_1 оказалась примерно равной 10, что говорит об ориентационном механизме намагниченности. Метод переосаждения не использовался в связи с недостаточным количеством материала.

Термомагнитный анализ указывает, что в изученных колонках носителем намагниченности является магнетит ($T_c=573^\circ\text{C}$) и в небольших количествах маггемит ($T_c=300^\circ\text{C}$). Тот факт, что в основном ферромагнитная фракция представлена обломочным магнетитом, подтверждает ориентационную природу ЕОН.

На рис. 1 представлены палеомагнитные характеристики колонок, которые иллюстрируют только верхние части разрезов, охватывающие эпоху Брюнес и инверсионный интервал Матуяма — Брюнес ($R \rightarrow N$).

Для магнитной характеристики разрезов и сопоставления различных колонок использовались не только вариации склонения и наклонения, но и величина остаточной намагниченности, так как в этих колонках магнитный и минералогический состав существенно не менялись. Для сопоставления выборочно по двум колонкам проведено определение величины напряженности древнего магнитного поля в трех интервалах: обратной, прямой полярности и в момент инверсии.

Для всех исследованных колонок Тихого, Индийского океанов и Баренцева моря не обнаружена обратная полярность в эпохе Брюнес. В то же время четко выделяется инверсия Матуяма — Брюнес.

Изучение характерных черт отдельных инверсий, начатое в 50-е годы, является актуальным в настоящее время и по многим причинам представляет большой интерес [1, 2, 10, 16]. Противоречивость полученных результатов для инверсионных режимов геомагнитного поля требует дополнительного исследования хотя бы одной уверенно датированной инверсии, выделенной в удаленных друг от друга точках земного шара [61, 62]. Остановимся на изменениях геомагнитного поля в период инверсии Матуяма — Брюнес, зафиксированной в глубоководных донных осадках Тихого, Индийского океанов и Баренцева моря.

Для всех изученных разрезов характерно, что уменьшение интенсивности геомагнитного поля начинается до инверсии и продолжается после изменения направления поля. В момент инверсии интенсивность минимальна, затем она постепенно возрастает (см. рис. 1).

Напряженность древнего поля определялась безнагревным методом двумя способами: 1) сравнением кривых размагничивания ЕОН и иде-

* См. статью Т. И. Линьковой и др. «О природе намагниченности в глубоководных донных осадках» в настоящем сборнике.

альной намагниченности, полученной в лабораторном поле ($\tilde{H}=0,523 \text{ Э}$), по формуле:

$$H_{\text{др}} = H_{\text{лаб}} \frac{1}{n} \left(\sum_{k=1}^n \frac{I_{\text{го}}(\tilde{H}_k)}{I_{\text{гi}}(\tilde{H}_k)} \right) \cdot C,$$

2) сравнением коэрцитивных спектров размагничивания указанных выше намагниченностей по формуле:

$$H_{\text{др}} = H_{\text{лаб}} \frac{1}{n} \left(\sum_{k=1}^n \frac{\frac{d I_{\text{го}}(\tilde{H}_k)}{d \tilde{H}}}{\frac{d I_{\text{гi}}(\tilde{H}_k)}{d \tilde{H}}} \right) \cdot C',$$

где C и C' — коэффициенты связи намагниченностей $I_{\text{го}}$ и $I_{\text{гi}}$ и их спектров; для донных отложений $C' \cong 5 \div 8$, $C = 3 \div 5$ [9];

$H_{\text{др}}$ — значение напряженности древнего поля;

$H_{\text{лаб}}$ — значение напряженности лабораторного поля;

$I_{\text{го}}$, $I_{\text{гi}}$ — ориентационная и идеальная намагниченности;

n — число точек кривых;

$I_{\text{го}}(\tilde{H}_k)$ и $I_{\text{гi}}(\tilde{H}_k)$ — точки соответствующих кривых размагничивания переменным полем \tilde{H} .

Значения напряженности древнего поля приведены в таблице. Как видно из таблицы и рис. 1, напряженность геомагнитного поля уменьшается до наступления инверсии, резкое падение величины напряжен-

Значение напряженности древнего магнитного поля
(безнагревный способ)

Станция 1680			Станция 1681		
№ обр.	$H_{\text{др}}^1 / H_{\text{др}}^2$	млн. лет	№ обр.	$H_{\text{др}}^1 / H_{\text{др}}^2$	млн. лет
60	0,35/0,37	0,37	50	0,60/0,49	0,43
75	0,44/0,46	0,46	65	0,30/0,34	0,55
90	0,42/0,40	0,55	75	0,06/0,07	0,64
110	0,12/0,20	0,67	85	0,20/0,12	0,72
115	0,12/0,10	0,73			

Примечание. № образца соответствует расстоянию в сантиметрах от верха колонки. Возраст в млн. лет определен по скорости осадконакопления. $H_{\text{др}}^1$ — метод сравнения идеальной и остаточной намагниченностей по кривым размагничивания в переменном магнитном поле; $H_{\text{др}}^2$ — метод сравнения тех же намагниченностей по коэрцитивным спектрам.

ности отмечается на границе инверсии (0,1 Э для осадков ст. 1680 и 0,07 Э для осадков ст. 1681), затем она возрастает. Вероятно, около самой границы инверсии величина напряженности древнего поля уменьшается еще сильнее, но определить ее не было возможности в связи с большим размером изученных образцов.

Для разных разрезов донных осадков зафиксирован неодинаковый характер изменения элементов земного магнитного поля. Так, для колонок ст. 984, 520-р, 2044 отмечается одновременное изменение склонения D и наклона J . Для колонок ст. 1680, 1681 отмечено несинхронное изменение D и J , угол поворота склонения на 180° опережает угол

поворота наклоения. Характерно, что в момент поворота вектора намагниченности в разрезах этих колонок и колонки ст. 2028 происходит кратковременный возврат в первоначальное положение склонения (ст. 2044), а также наклоения и склонения (ст. 1680, 2028, 1682).

Для колонок ст. 2088, 2028 и 2044, расположенных в высоких широтах (ст. 2028 $\varphi=72^{\circ}25'$ с. ш., $\lambda=36^{\circ}67'$ в. д.; ст. 2088 $\varphi=68^{\circ}85'$ с. ш., $\lambda=5^{\circ}80'$ в. д.; ст. 2044 $\varphi=76^{\circ}50'$ с. ш., $\lambda=47^{\circ}8'$ в. д.), склонение не является показательным, т. к. его величина близка к нулю, но в период инверсии наблюдаются заметные вариации D (см. рис. 1).

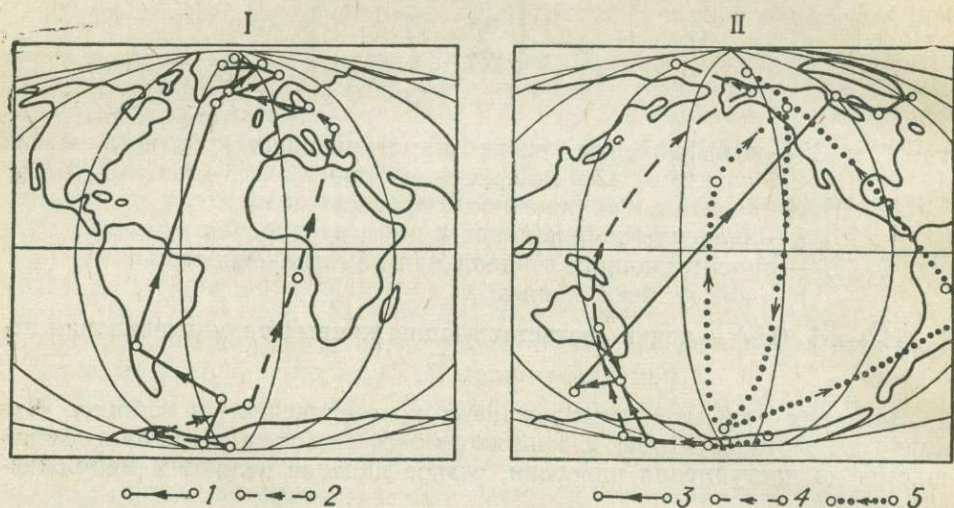


Рис. 2. Траектория движения ВГП для инверсии Матуяма—Брюнес
I: 1 — колонка ст. 520-р, 2 — колонка ст. 7417; II: 3 — колонка ст. 984, 4 — колонка ст. 1681, 5 — колонка ст. 1680

Определение координат виртуального геомагнитного полюса (ВГП) проводилось по средним значениям склонения и наклоения, когда склонение верхней части разрезов в эпохе Брюнес принималось для колонок, отобранных в северном полушарии, равным 0° , а в южном полушарии — 180° . Значения координат полюса Ф и Л определялись по общепринятой методике [17]. Измерения проводились по единичным образцам с одного горизонта, причем каждый горизонт несет информацию об изменении геомагнитного поля в течение нескольких веков.

Траектории ВГП по нескольким колонкам донных осадков, взятых в разных частях Мирового океана, оказались неодинаковы для интервала перехода Матуяма—Брюнес (рис. 2). Везде наблюдается быстрое смещение полюса в момент инверсии и замедленное блуждание его около положения современного полюса.

В большинстве колонок не наблюдается в период инверсии R→N петлеобразных движений, охватывающих земной шар; исключение составляет траектория ВГП, полученная по материалам колонки ст. 1680.

Траектории ВГП для колонок ст. 984, 1680, 1681 проходят в центральной части Тихого океана, вблизи Австралии, через Аляску и Северную Америку к современному южному магнитному полюсу. Параллельно, но восточнее, через Южную Америку проходит траектория ВГП, полученная по материалам колонки ст. 520-р; еще восточнее, через Африку, Центральную Европу и Гренландию проходит траектория ВГП, полученная по материалам колонки ст. 7417 (см. рис. 2).

Ни в одной из изученных колонок донных осадков в эпохе Брюнес не зафиксировано обратномагнитное событие.

В период инверсии Матуяма — Брюнес напряженность древнего магнитного поля уменьшается раньше, чем изменяется направление поля.

Уменьшение величины остаточной намагнитченности отражает уменьшение напряженности геомагнитного поля в период инверсии R→N.

Минимальные значения интенсивности поля отмечаются в момент перехода и составляют 20% от интенсивности поля после инверсии.

Интервал с низкими значениями интенсивности поля охватывает в среднем около 60 тыс. лет, в то время как изменение направления поля продолжается всего лишь от 8 до 20 тыс. лет, т. е. он в три раза длиннее интервала, при котором происходила инверсия. Такие же результаты получены Данном и др., Хилхаусом и Коксом, Харрисоном [31, 35, 37].

Для разных палеомагнитных разрезов наблюдается как синхронное изменение склонения и наклонения, так и неодновременное, когда поворот склонения происходит раньше поворота наклонения.

Траектории ВГП для интервала перехода Матуяма — Брюнес (по семи колонкам донных осадков) оказались различными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гурарий Г. З. Некоторые данные о характере геомагнитного поля во время инверсий. — ДАН СССР, 1968, т. 178, № 5, с. 1065—1068.
2. Гурарий Г. З. Изучение инверсий геомагнитного поля в плиоцене на примере отложений полуострова Челекен. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1972, № 9, с. 100—103.
3. Гурарий Г. З. Изучение переходных режимов. — В кн.: Геомагнитные исследования. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М., 1977, № 19, с. 5—11.
4. Гусев Б. В. Причины отрицательных магнитных аномалий Маймеча-Котуйского района. — Тр. НИИГА, 1962, т. 132, вып. 4, с. 35—53.
5. Исаева М. И., Трухин В. И. О механизме возникновения остаточной намагнитченности плейстоценовых морен. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12, с. 112—118.
6. Куликов О. А., Трухин В. И., Фаустов С. С. О новой инверсии геомагнитного поля в период эпохи максимального оледенения. — В кн.: Постоянное геомагнитное поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Киев: Наукова думка, 1973, с. 45—47.
7. Линькова Т. И. Палеомагнитная стратиграфия глубоководных донных осадков Тихого океана. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. Океанологические исследования. М.: Наука, 1976, № 29, с. 234—239.
8. Линькова Т. И., Мухина В. В. Палеомагнитные исследования глубоководных донных осадков Тихого океана. — В кн.: Материалы международной ассамблеи по геомагнетизму и аэрономии. Киото, 1973, бюл. № 34, с. 67—82.
9. Литолого-стратиграфическое распределение осадков на профиле от Зондского архипелага до Восточно-Индийского хребта. /В. Н. Свальнов, Н. С. Скорнякова, Т. И. Линькова и др. — Океанология, 1978, т. 18, № 5, с. 871—879.
10. Петрова Г. Н., Капорович Н. Г., Макарова З. В., Рыбак Р. С. Особенности переходного режима инверсии поля в плиоцене по Азербайджану и Туркмении. — В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М.: Наука, 1965, с. 220—227.
11. Поспелова Г. А. Аномальное поведение геомагнитного поля в плиоцен-плейстоцене. — Геол. и геофиз., 1971, № 6, с. 117—122.
12. Резолюция съезда «Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма». М., 1977. 13 с.
13. Рябушкин П. К. О причинах внутрипластового разброса палеомагнитных векторов в осадочных породах. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М., 1976, ч. 3, с. 84.
14. Рябушкин П. К., Певзнер М. А. Статистика сильнорассеянных направлений при изучении естественной остаточной намагнитченности морен. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1978, № 12, с. 103—106.
15. Фаустов С. С., Куликов О. А., Свиточ А. А. Палеомагнитные исследования новейших отложений р. Чеган (Горный Алтай). — В кн.: Палеомагнитная корреляция новейших отложений Севера Евразии. Л.: Всесоюз. геол. о-во, 1971, с. 74—78.
16. Характерные черты переходных режимов геомагнитного поля. /Г. Н. Петрова, В. В. Буха, Л. Н. Гамов и др. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1972, № 6, с. 53—75.
17. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Тр. ВНИГРИ, 1967, вып. 256. 251 с.

18. Шило Н. А., Малахов М. И., Линькова Т. И. Литогенез и гранулометрия мелкозернистых осадочных пород при образовании остаточной намагниченности. — Кольма, 1978, № 11, с. 39—42.
19. Bonhommet N., Babkine J. Sur la presence d'aimantations intersees dans la Chaine des Puys. *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, v. 264, N. 92, 1967.
20. Bonhommet N., Zahringer J. Paleomagnetism and potassium-argon age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 6, N. 1, 1969, p. 43—46.
21. Chamalaun F. H. Paleomagnetism of Reunion Island and its bearing on secular variation. *J. Geophys. Res.*, v. 73, N. 14, 1968, p. 4647—4659.
22. Chamalaun F. H., McDougall J. Dating geomagnetic polarity epochs in Reunion. *Nature*, v. 210, N. 5042, 1966, p. 1212.
23. Clark H., Kennett J. Paleomagnetic excursion recorded in Latest Pleistocene deep-sea sediments, Gulf of Mexico. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 19, N. 2, 1973, p. 267—274.
24. Cox A., Dalrymple G. B. Geomagnetic polarity epochs — Nunivak Island, Alaska. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 3, 1967, p. 173—177.
25. Cox A., Doell R., Dalrymple G. B. Geomagnetic polarity epochs: Sierra Nevada, 11, *Science*, v. 142, N. 3590, 1963, p. 382.
26. Cox A., Dalrymple G. B. Paleomagnetism and potassium-argon ages of some volcanic rocks from the Galapagos Islands. *Nature*, v. 209, N. 5025, 1966, p. 776—777.
27. Creer K. M., Anderson T. W., Lewis C. F. Late Quaternary geomagnetic stratigraphy recorded in Lake Erie sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 31, N. 1, 1976, p. 37—47.
28. Denham C. R. Blake polarity episode in two cores from the Greater Antilles Outer Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 29, N. 2, 1976, p. 422—434.
29. Denham C. R., Anderson R. F., Bacon M. P. Paleomagnetism and radiochemical age estimates for Late Brunhes polarity episodes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 35, N. 3, 1977, p. 384—397.
30. Denham C. R., Cox A. Evidence that the Laschamp polarity event did not occur 13300—30400 years ago. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 13, N. 1, 1971, p. 181—190.
31. Dunn J. R., Fuller M. and oth. Paleomagnetic study of a reversal of the earth's magnetic field. *Science*, v. 172, N. 3985, 1971, p. 849.
32. Fiked W., Healy N. Excursions of the Pleistocene geomagnetic field recorded in Gulf of Mexico sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 24, N. 1, 1974, p. 99—104.
33. Gillot P., Labeyrie G. and oth. Age of the Laschamp paleomagnetic excursion revisited. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 42, N. 3, 1979, p. 440—450.
34. Hall C. M., York D. K. K -Ar and Ar^{40}/Ar^{39} age of the Laschamp geomagnetic polarity reversal. *Nature*, v. 274, N. 5670, 1978, p. 462—464.
35. Harrison C., Somayajulu L. Behaviour of the earth's magnetic field during a reversal. *Nature*, v. 212, N. 5057, 1966, p. 1193.
36. Hedges R., Moore C. Age of the Olby — Laschamp geomagnetic polarity event. *Nature*, v. 276, N. 5685, 1978, p. 257—258.
37. Hillhouse J., Cox A. Brunhes — Matuyama polarity transition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 29, N. 1, 1976, p. 51—64.
38. Johnson H., Kinoshita H., Merrill R. Rock magnetism and paleomagnetism of some North Pacific deep-sea sediments. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 86, N. 3, 1975, p. 412—420.
39. Johnson H. P., Merrill R. T. Low-temperature oxidation of a titanomagnetite and the implications for paleomagnetism. *J. Geophys. Res.*, v. 78, N. 1, 1973, p. 4938—4949.
40. Kawai N., Nakajima T. Vanished geomagnetism. *Proc. Jap. Acad. Sci.*, v. 51, N. 8, 1975, p. 640—643.
41. Kent D. V., Lowrie W. Some causes of unreliable paleomagnetic data from deep-sea sediments. Reprinted from *Proceedings of the First International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy*, Tokyo, 1976, p. 10—23.
42. Koci A. Inversion of the geomagnetic field determined by palaeomagnetic investigations of Quaternary sediments. *Studia geophys. et geod.*, v. 13, N. 3, 1969, p. 326—331.
43. Kukla G., Nakagawa H. Late Cenozoic magnetostratigraphy: comparisons with bio-, climato- and lithozones. *Geology*, N. 12, 1975, p. 704—707.
44. Kukla G., Zijderveld J. Magnetostratigraphic pitfalls. *Nature*, v. 266, N. 5605, 1977, p. 774—775.
45. Lawley E. A. The intensity of geomagnetic field in Iceland during Neogene transitions and systematic deviations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 10, N. 45, 1970, p. 145—149.
46. Liddicoat J., Coe R. Mono Lake geomagnetic excursion. *J. Geophys. Res.*, v. B 84, N. 1, 1979, p. 261—271.
47. Lovlie R. The intensity pattern of post-depositional remanence acquired in some marine sediments deposited during a reversal of the external magnetic field. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 30, N. 2, 1976, p. 209—214.
48. Macdonald K. C. Geomagnetic reversals and the deep drill hole at DSDR site 332. *J. Geophys. Res.*, v. 81, N. 23, 1976, p. 4163—4165.
49. Mankinen E. A., Donnellj Y. M., Gromme C. S. Geomagnetic polarity event recor-

ded at 100000 y on Cold Mountain, Clear Lake volcanic field, California. *Geology*, v. 6, N. 11, 1978, p. 653—656.

50. **Marino R., Ellwood B.** Anomalous magnetic fabric in sediments which record an apparent geomagnetic field excursion. *Nature*, v. 274, N. 5671, 1978, p. 581—582.

51. **Mayr F.** The Oelberg paleomagnetic events and the problem of radiocarbon dates around 28000 years B. P. «Project 73—1—24. Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere. Rept. N. 3. Session, Bellingham, Washington, 1975». Bellingham (Washington) — Prague, 1976, p. 208—216.

52. **Mörner N. A., Lanser J. P.** Gothenburg magnetic «flip». *Nature. Phys. Sci.*, v. 234, N. 52, 1971, p. 173—174.

53. **Mott R. J., Foster J. H.** Preliminary paleomagnetic studies of freshwater lake sediment cores of Late Pleistocene age. *Pap. Geol. Survey Can.*, N. 1, Part B, 1973, p. 149—153.

54. **Nagata T.** Length of geomagnetic polarity intervals. *J. Geomagn. Geoelect.*, v. 21, 1969, p. 701—709.

55. **Nöel M., Tarling D.** The Laschamp geomagnetic 'event'. *Nature*, v. 253, N. 5494, 1975, p. 705—707.

56. **Opdyke N. D.** Discussion of paper by Morner and Lanser «Concerning the paleomagnetism of deep — sea core A 179—15» — Author's reply. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 29, N. 1, 1976, p. 238—241.

57. **Parker E. N.** The occasional reversal of the geomagnetic field. *Astrophys. J.*, N. 158, 1969, p. 815—823.

58. **Schult A.** Self — reversal of the magnetisation and chemical composition of titanomagnetites in basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 4, N. 1, 1968, p. 57.

59. **Shaw J.** Further evidence for a strong intermediate state of the palaeomagnetic field. *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, v. 48, N. 2, 1977, p. 263—269.

60. **Smith J. D., Foster J. H.** Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch. *Science*, v. 163, N. 3867, 1969, p. 565—567.

61. **Steinhauser P., Vinceus S. A.** Equatorial paleopoles and behaviour of the dipole field during polarity transitions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 19, N. 2, 1973, p. 113.

62. **Thompson R.** Palaeolimnology and palaeomagnetism. *Nature*, v. 242, N. 5394, 1973, p. 182—184.

63. **Tucholka P.** Magnetic polarity events in Polish loess profiles. *Bull. Inst. Geol.*, N. 305, 1977, p. 117—123.

64. **Turner G., Thompson R.** Behaviour of the Earth's magnetic field as recorded in the sediments of Loch Lomond. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 42, N. 3, 1979, p. 412—426.

65. **Verosub K. L.** Paleomagnetic excursion as magnetostratigraphic horizons: a cautionary note. *Science*, v. 190, N. 4209, p. 48—59.

66. **Watkins N. D., Richardson A.** Analysis of Brunhes epoch paleomagnetic data in terms of geocentric and offset axial dipole fields; long — term flattening of the dipole field. *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, v. 43, N. 2, 1975, p. 501—516.

67. **Yasukawa K., Kawai N. and oth.** Palaeomagnetism of a core from Lake Biva. *J. Geomagn. Geoelectr.*, v. 25, N. 4, 1973, p. 447—474.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОЛЫМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Первые палеомагнитные исследования плиоцен-плейстоценовых отложений в СССР связаны с именем А. Н. Храмова, применившим палеомагнитный метод для расчленения и корреляции осадочных толщ Западной Туркмении [21]. Последующие работы ряда исследователей [6, 9, 19] позволили составить палеомагнитный разрез плиоцен-плейстоценовых отложений для всей Туркмении, который хорошо сопоставляется с разрезами по Азербайджану [5], Среднему Поволжью [18], Башкирии [20], Приднестровью [15], а также ряда районов распространения морских плио-плейстоценовых пород Черноморского бассейна [7].

Успешно применяется палеомагнитный метод и при исследованиях озерно-аллювиальных, а также вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований [13]. Полученные данные по Приднестровью [12, 16], Южному Таджикистану [10, 11], югу Западной Сибири [8, 17], Прибайкалью [4] и Забайкалью [16] дают возможность не только расчленять верхнекайнозойские породы изученных территорий на ряд зон различной полярности, но и коррелировать их с одновозрастными отложениями смежных территорий.

Плиоцен-плейстоценовые отложения Северо-Востока СССР изучены недостаточно по ряду причин. Они не образуют на данной территории непрерывных разрезов. Известные разрезы удалены друг от друга, не всегда хорошо палеонтологически охарактеризованы. Кроме того, на Северо-Востоке в этих отложениях сильно развиты криогенные процессы, которые также затрудняют, а в некоторых случаях полностью исключают использование палеомагнитного метода.

На Колымской низменности широко распространены верхнекайнозойские отложения. Среди них преобладают осадки верхнего плейстоцена. Более древние образования известны в среднем течении р. Чукочьей, в приустьевой части р. Крестовки и ряде других мест.

Наиболее детально изучены рыхлые отложения бассейна р. Чукочьей [1, 21]. В ее среднем течении развита так называемая Чукочья едома, в строении которой принимают участие осадки широкого возрастного диапазона — от плиоцена до голоцена. Последние объединены в несколько свит и толщ.

Олерская свита вскрывается в обнажениях двух сводовых поднятий. Видимая мощность ее варьирует: кровля фиксируется либо на высотах до 24 м, либо находится ниже уровня воды. Отложения свиты представляются собой чередование алевроита глинистого и песчаного, тонкозернистого песка, а также прослоев и линз торфа. Осадки обладают тонкой слоистостью. Для олерской свиты характерно наличие многочисленных криогенных и посткриогенных образований.

С резким размывом на олерской свите залегают осадки среднеплейстоценовой [1] маастахской свиты. Мощность ее также изменяется и до-

стигает в максимуме 15—18 м. Маастахскую свиту слагают линзообразные и реже волнисто-слоистые, интенсивно ожелезненные, с отдельными линзочками торфа тонко- и мелкозернистые пески, алевритовые пески и песчаные алевриты. В верхней части свиты расположены эпигенетические ледяные жилы. Для всей толщи характерны псевдоморфозы по ледяным жилам.

Палеомагнитные исследования выполнены по трем разрезам в районе среднего течения р. Чукочьей. Коллекция ориентированных образцов отобрана О. В. Гриненко (Институт геологии ЯФ СО АН СССР), большинство образцов взяты из обнажения Святой Нос (правый берег р. Чукочьей в 7,8 км выше устья р. Маастах-Юрэгэ). Другие обнажения — Святой Нос-3 и Куропаточье (0,2 и 1,7 км ниже по р. Чукочьей) опробованы менее детально, т. к. основное внимание уделялось основным видимым частям разреза (рис. 1).

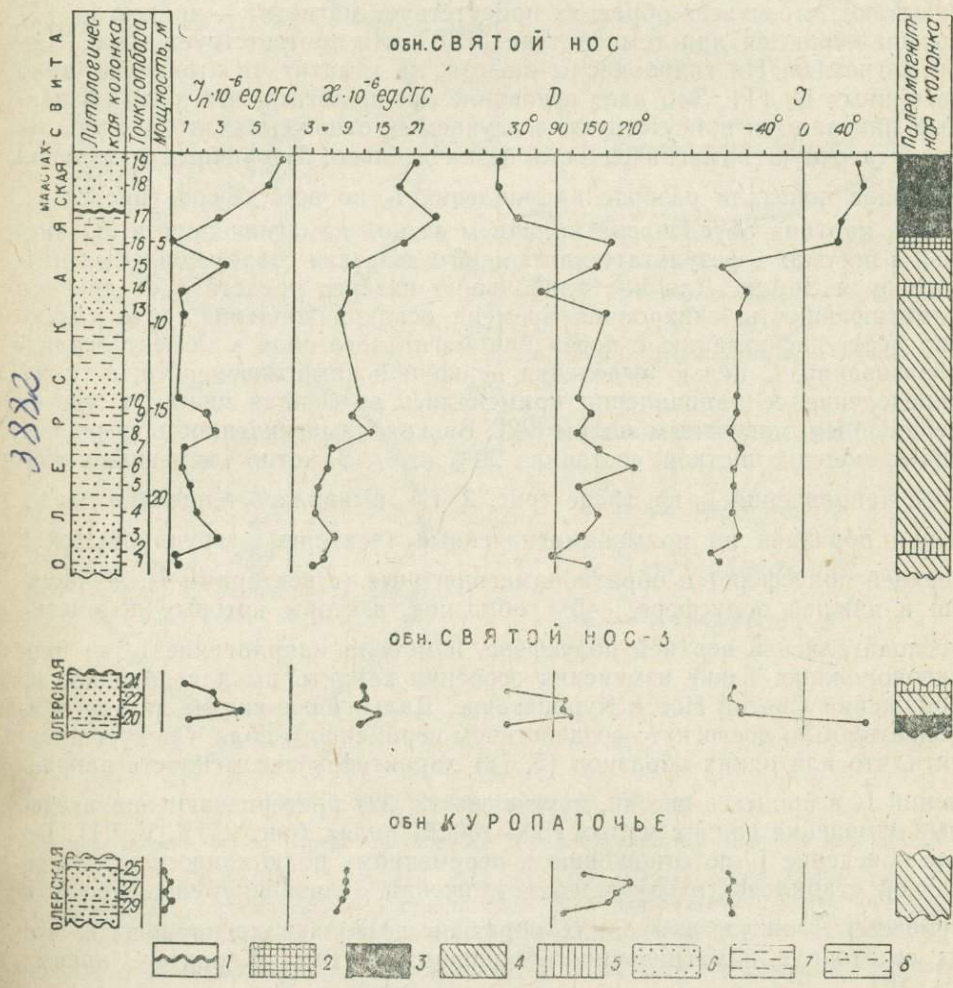


Рис. 1. Магнитные характеристики и палеомагнитные разрезы обнажений Святой Нос, Святой Нос-3 и Куропаточье
 1 — перерыв осадконакопления, 2 — переходная зона, 3 — зона прямой полярности, 4 — зона обратной полярности, 5 — зона неопределенной полярности, 6 — песок, 7 — алеврит, 8 — песчаный алеврит



Измерения остаточной намагниченности (I_n) проводились на рок-генераторе ИОН-1, магнитной восприимчивости (χ) — на цифровом каппаметре повышенной чувствительности конструкции К. С. Буракова.

Магнитные параметры пород во всех изученных разрезах сравнительно однородны и не зависят от литологических разностей. Магнитная восприимчивость (χ) изменяется от 4 до $25 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС при среднем значении $11 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, остаточная намагниченность (I_n) — от десятых долей до $6 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Незначительные колебания величины магнитной восприимчивости в разрезах в целом повторяют изменения остаточной намагниченности (см. рис. 1). Величина I_{rs} в среднем равна $300 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Магнитная фракция, выделенная из изученных отложений, составляет 0,002—0,03% от веса пробы. Размер частиц фракции изменяется в основном от 0,02 до 0,03 мкм. Облик частиц самый разнообразный, но чаще всего это угловатые асимметричные обломки различной степени окатанности. Минералогический состав магнитной фракции определен по данным термомагнитных исследований. Кривые размагничивания показывают, что во всех образцах присутствует магнетит — кривые $I_{rs}(T)$ выполаживаются при температуре 578°C , что соответствует точке Кюри магнетита. Ни гидроокислы железа, ни гематит не отражены четко на кривых $I_{rs}(T)$. Это дает основание предполагать, что, если названные минералы и присутствуют в изучаемых отложениях, то влияние их на остаточную намагниченность незначительно. Первичные измерения образцов показали разброс направлений \vec{I}_n по всей сфере (рис. 2, I). Такая картина обусловлена наличием вязкой намагниченности, возникшей в породах в результате длительного действия современного магнитного поля Земли. Для нас наибольший интерес представляет древняя намагниченность, синхронная времени осадконакопления, т. к. только она несет информацию о поведении магнитного поля в момент осадкообразования. С целью выделения первичной намагниченности, а также определения ее направления применялись временная чистка и чистка переменным магнитным полем [22]. Вязкая намагниченность, выделенная временной чисткой, составила 20% от I_n . Заметно уменьшился разброс направлений \vec{I}_n на сфере (рис. 2, II), выявилась тенденция разделения образцов на прямонамагнитные (векторы \vec{I}_n группируются в верхней полусфере) и обратномагнитные (с векторами \vec{I}_n , лежащими в нижней полусфере). 45% образцов, векторы которых до чистки располагались в верхней полусфере, изменили направление \vec{I}_n на противоположное. Такие изменения особенно характерны для образцов из обнажений Святой Нос и Куропаточье. Дальнейшее снятие вязкой компоненты было достигнуто воздействием переменного поля. Следует отметить, что для одних образцов (5, 18) характерна неизменность направлений \vec{I}_n в процессе чистки, другие же (2, 22) претерпевают значительные изменения даже в малых (50—150 Э) полях (рис. 2, IV, V, VI). Такое поведение I_n по отношению к переменному полю свидетельствует о разной стабильности изучаемых отложений. Плавное уменьшение I_n в процессе \vec{H} -чистки для одних образцов позволяет предположить, что их остаточная намагниченность однокомпонентна. Характер кривых $I_n(\vec{H})$ для других (см. рис. 2) указывает на многокомпонентность намагниченности. Из рисунка 2, IV, V, VI (обр. 20) четко видно, что одна из компонент I_n (направленная обратно современному магнитному полю) снимается при величине поля $H=50-150$ Э; вторая компонента, имеющая противоположное направление, разрушается в переменном поле величиной от 150 до 300 Э; третья компонента соответствует, по-ви-

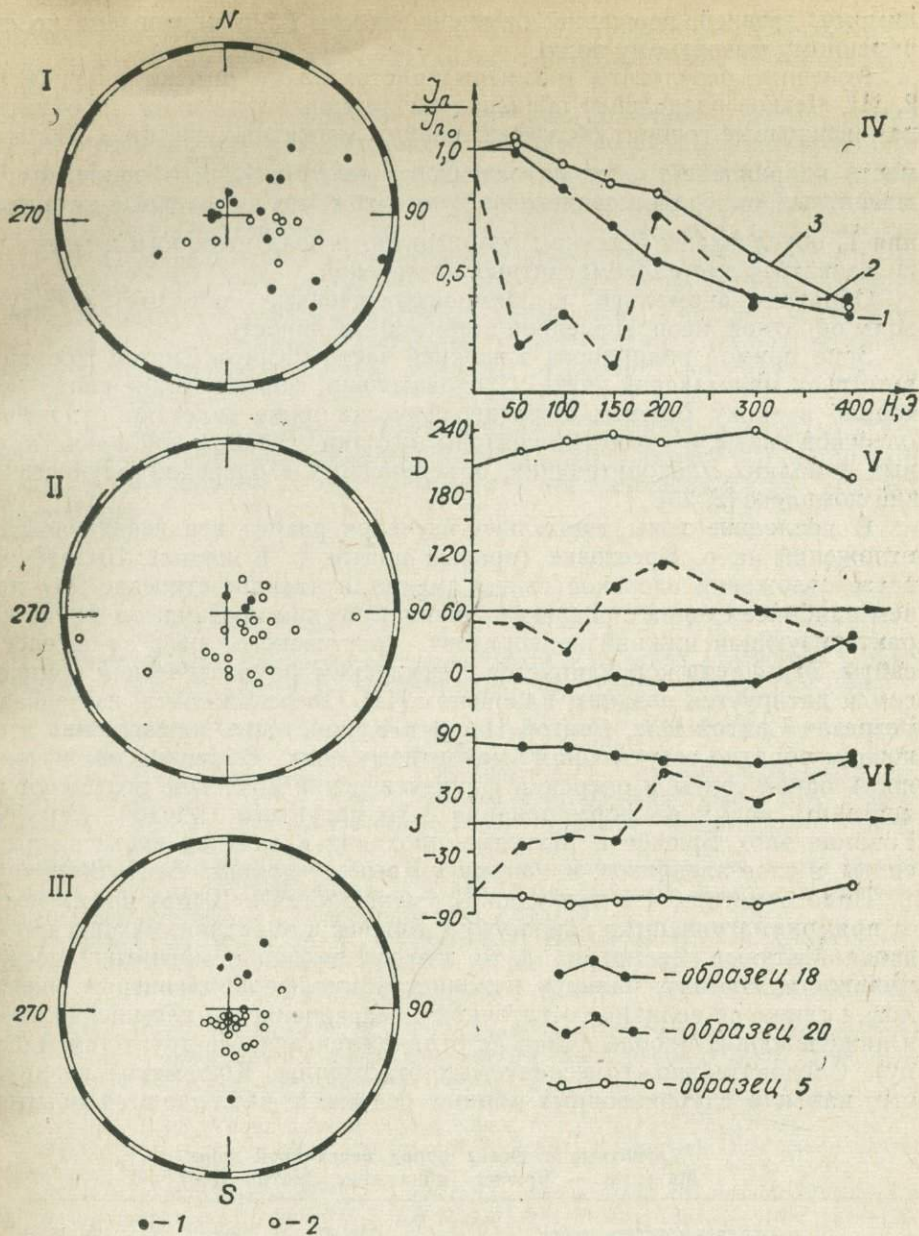


Рис. 2. Результаты магнитных чисток

I — распределение \vec{I}_n на сфере до чисток; II — распределение \vec{I}_n после «временной» чистки; III — распределение \vec{I}_n после \tilde{H} -чистки; IV — кривые зависимости \vec{I}_n (\vec{H}); V — изменение горизонтальной составляющей D в зависимости от приложенного поля; VI — изменение вертикальной составляющей I в зависимости от приложенного поля. На стереопроекции: 1 — распределение \vec{I}_n на верхней полусфере, 2 — распределение \vec{I}_n на нижней полусфере

димому, древней, первичной намагниченности I_n^0 и направлена по современному магнитному полю.

Конечные результаты магнитных чисток иллюстрируют рисунки 1 и 2, III. Четкое разделение образцов на прямонамагнитные и обратнонамагнитные говорит об эффективности магнитных чисток, а независимость направлений \vec{I}_n от литологии, от величин I_n , κ и концентрации магнитных минералов свидетельствует о том, что выделенные направления \vec{I}_n обусловлены режимом геомагнитного поля прошлого и могут использоваться для палеомагнитных построений.

Обратно-, аномально- и прямонамагнитные образцы образуют зоны обратной, неопределенной и прямой полярности.

Зона прямой полярности в верхней части разреза Святой Нос соответствует маастахской свите. Следовательно, формирование свиты происходило в эпоху Брюнес. Стратиграфически ниже залегают отложения олерской свиты, с которыми связаны находки своеобразной фауны крупных и мелких млекопитающих, объединенных в олерский фаунистический комплекс [2, 23].

В последние годы тщательно изучался разрез верхнекайнозойских отложений на р. Крестовке (правый приток р. Колымы). Выделенные здесь отложения олерской свиты имеют двучленное строение [14], причем наиболее сходна с олерским фаунистическим комплексом фауна, характеризующая нижний подгоризонт крестовского разреза олерской свиты. Эта фауна коррелируется с таманским фаунистическим комплексом и датируется поздним плиоценом [14]. Олерская свита, изученная в разрезах Святой Нос, Святой Нос-3 и Куропаточье, намагничена в основном обратно современному магнитному полю. Обратная намагниченность одной свиты и олерский фаунистический комплекс позволяют сопоставить время ее формирования с геомагнитной эпохой Матуяма. Граница эпох Брюнес и Матуяма проходит в верхней части олерской свиты, в слое алевритов. К такому же выводу пришла Е. И. Вирина [3].

Надо отметить, что величина I_n уменьшается в 10 раз при переходе от прямонамагнитных пород эпохи Брюнес к обратнонамагнитным — эпохи Матуяма, несмотря на то, что по величине магнитной восприимчивости, составу, размеру и концентрации ферромагнитных минералов, а также по величине остаточной намагниченности насыщения выше- и нижележащие породы резко не отличаются друг от друга (см. таблицу). Следовательно, в исследуемых отложениях Колымской низменности, как и в глубоководных донных осадках*, наблюдаются понижен-

Магнитные свойства пород переходной зоны
Матуяма — Брюнес (обнажение Святой Нос)

Характеристика пород	Обр. 15	Обр. 16	Обр. 17
Остаточная намагниченность $1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС	3,41	0,3	3,07
Магнитная восприимчивость $1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС	10	18	27
Магнитная фракция, вес. %	0,00187	0,00604	0,0347
Размер зерен, мм	0,038	0,038	0,030
Состав магнитной фракции	магнетит	магнетит	магнетит
Остаточная намагниченность насыщения $1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС	251	235	620
Магнитное склонение	162	189	29
Магнитное наклонение	-88	43	50
Полярность	R	R=N	N

* См. статью Т. И. Линьковой «Детальная палеомагнитная стратиграфия плиоцен-плейстоценовых донных отложений» в настоящем сборнике.

ные значения величины I_n переходной зоны, отражающие, по-видимому, уменьшение напряженности геомагнитного поля в момент инверсии Матуяма — Брюнес.

Образец 14 в зоне обратной полярности палеомагнитного разреза Святой Нос намагничен аномально. К сожалению, не было возможности проверить этот интервал аномальной намагниченности на дублирующих разрезах, поэтому он отнесен к зоне неопределенной полярности (возможно, событие Харамильо?) (см. рис. 1). Отобранные стратиграфически ниже образцы обнажений Куропаточье и Святой Нос (кроме образца 2) намагничены обратно современному магнитному полю. Образец 2 аналогично образцу 14 также намагничен аномально. В нижней части разреза Святой Нос-3 отмечается образец, намагниченный по направлению современного магнитного поля, который, вероятно, фиксирует начало события Олдувей.

Данные палеомагнитных исследований верхнекайнозойских отложений по р. Чукочей позволяют уточнить границу плиоцен-плейстоцена в изученных обнажениях и подтверждают позднеплиоценовый возраст олерской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангелов А. А. Подземное оледенение севера Колымской низменности в позднекайнозое. — В кн.: Проблемы криолитологии. М.: Изд-во МГУ, 1977, вып. 6, с. 26—57.
2. Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). — М.: Наука, 1977. 172 с.
3. Вирин Е. И. Палеомагнетизм позднекайнозойских отложений Колымской низменности. — В кн.: XIV ТНК, комитет В, твердая оболочка Земли, секция VIII, подсекция кайнозой, стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеанского кольца: Тез. докл. М., 1979, т. 2, с. 150—151.
4. Гнибиденко З. Н., Адаменко О. Н. Магнитно-стратиграфический разрез верхнеплиоценовых отложений Прибайкалья. — В кн.: Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1976, с. 58—74.
5. Гурарий Г. З., Певзнер М. А., Трубин В. Н. Палеомагнитная шкала позднекайнозойских отложений Каспийского бассейна. — В кн.: Материалы IX конф. по вопросам постоянного геомагн. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973, ч. 3, с. 62—63.
6. Гурарий Г. З., Трубин В. Н. Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыла Туркмении. — В кн.: Материалы IX конф. по вопросам постоянного геомагн. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973, ч. 3, с. 65—67.
7. Зубаков В. А., Кочегура В. В. Магнитохронологическая шкала новейшего этапа (5 млн. лет). — В кн.: Геомагнитные исследования. М., 1976, № 17, с. 37—44.
8. Зудин А. Н. Стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Приобского плато. Новосибирск: Наука, 1977. 100 с.
9. Маммедов М. Палеомагнитная корреляция плиоценовых отложений Копет-Дага и Краснодарского полуострова. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1967, № 10, с. 101—105.
10. Международный симпозиум по проблеме «Граница неогена и четвертичной системы». Путеводитель экскурсии. М.: Наука, 1977, с. 3—104.
11. Международный симпозиум по проблеме «Граница неогена и четвертичной системы»: Тез. докл. М.: Наука, 1977, с. 3—28.
12. Певзнер М. А. Палеомагнитные исследования плиоцен-четвертичных террас Днестра. — В кн.: Материалы VIII конф. по постоянному магнитному полю и палеомагнетизму. Киев: Наукова думка, 1970, ч. 2, с. 103—109.
13. Певзнер М. А. Палеомагнетизм и стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Камчатки. М.: Наука, 1972. 68 с.
14. Позднекайнозойские отложения Колымской низменности. XIV ТНК. Путеводитель экскурсии по туру IX/A. В. Шер, Т. Н. Каплина, Р. Е. Гитерман и др. Изв. АН СССР, 1979. 117 с.
15. Поспелова Г. А., Гнибиденко З. Н. Палеомагнитный разрез плиоцен-четвертичных террас Днестра. — В кн.: Постоянное магнитное поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Киев: Наукова думка, 1973, с. 54—56.
16. Поспелова Г. А., Гнибиденко З. Н. Палеомагнетизм отложений верхнего кайнозоя юга Западной и Восточной Сибири. — В кн.: Геофизические методы в познании земной коры в Сибири. Новосибирск, 1977, т. 249, с. 137—144.

17. Пospelova Г. А., Гнибиденко З. Н., Адаменко А. М. Опорный магнито-стратиграфический разрез неоген-четвертичных отложений юга Западной Сибири. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976, с. 19—32.

18. Сулейманова Ф. И., Чепалыга А. Л. Плиоцен-четвертичные палеомагнитные зоны разреза домашкинских вершин. — В кн.: Материалы IX конф. по вопросам постоянного геомагн. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973, ч. 3, с. 141—142.

19. Трубин В. М. Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. М.: Наука, 1977. 78 с.

20. Фауна и флора Симбугино/В. А. Яхимович, В. К. Немкова, Ф. И. Сулейманова и др. М.: Наука, 1977, с. 30—34.

21. Храмов А. Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Тр. ВНИГРИ, 1958, вып. 116. 219 с.

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

23. Шер А. В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. 310 с.

ВОЗРАСТ ИСКОПАЕМОЙ БОБРОВОЙ ПЛОТИНЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ТЕРРАСЫ Р. БЕРЕЛЕХ (БАССЕЙН Р. КОЛЫМЫ)

Впервые остатки древесины со следами бобровых погрызов были найдены в отложениях 110—120-метровой террасы р. Сусуман. Возраст отложений разными авторами определялся от позднего плиоцена до среднего плейстоцена [1—5].

Новая находка ископаемой бобровой плотины связана с отложениями левобережной террасы р. Берелех в 2 км выше устья руч. Беличан. Относительная высота коренного цоколя террасы составляет 45—50 м. Поверхность террасы сильно размита и превращена в террасоувал. Разрез рыхлых отложений имеет сложное строение.

На коренном цоколе, представленном черными глинистыми сланцами юрского возраста, залегает крупный галечник с валунами, сменяющийся вверх по разрезу мелким галечником с разнозернистым песком. В верхней части разреза аллювия отмечен прослой мелкокристаллического гипса мощностью 0,1 м. Кровля аллювия размита, вследствие чего его мощность изменяется от 2 до 5 м.

Выше с резким контактом залегает сложнопостроенная толща суглинисто-щебнистых отложений. Обломочный материал угловатый, слабоокатанный, по составу соответствует породам цоколя террасы, лишь изредка встречаются с совершенной окатанностью гальки плотных серых песчаников и гранитоидов. Суглинистый заполнитель в виде «рубашки» обволакивает поверхность обломков.

Разрез толщи имеет циклический характер. Суглинисто-щебнистые отложения (1,5—2 м) у кровли постепенно сменяются прослоями разнозернистого глинистого песка (0,2—0,3 м) со следами почвообразования. Ископаемые почвы маркированы горизонтами пней.

В стенке искусственной выработки отчетливо видно, что ископаемые почвенные горизонты в вертикальном разрезе образуют сложно ветвящуюся систему. Ее рисунок свидетельствует о периодически возникавшем на поверхности террасы мелкобугристом микрорельефе. Общая мощность суглинисто-щебнистых накоплений достигает 10 м.

В южной части стенки карьера на охарактеризованных выше отложениях залегает линза суглинков слоистых темно-серых, с дисперсной органикой (1,2 м). Вверх по разрезу они постепенно переходят в торф темно-коричневый, слоистый, с тонкими шлирами льда (1,0 м). В средней части торфяной линзы встречены стволы деревьев диаметром до 17 см, торцы которых несут следы бобровых погрызов (рис. 1). В этом же месте в линзе торфа отмечается прослой хорошо отсортированного речного песка мощностью 5 см. Возникновение прослоя можно объяснить тем, что бобровая плотина повысила уровень воды в ручье.

Разрез заканчивается отложениями ручья, представленными супесью темно-серыми (0,5 м), с горизонтом пней в подошве, песком желтовато-серым с мелкой, хорошо окатанной галькой и гравием (0,6 м). Террасоувал покрыт верхнеплейстоценовыми склоновыми образованиями мощностью 1,5 м, облекающими неровности рельефа.

В спорово-пыльцевом спектре образца торфа, взятого в месте захоронения бобровой плотины, присутствуют: пыльца деревьев и кустарников — 54%, спор — 42%, пыльца трав и кустарников — 4%.

Среди пыльцы деревьев и кустарников установлены следующие количественные соотношения: *Picea* sec. *Eurpicea* — 46, *Betula* sec. *Nanae* — 12, *Larix* — 12, *Pinus* sec. *Cembrae* — 10, *Alnus* — 7, *Alnaster* — 5,



Рис. 1. Фрагмент торца дерева со следами бобровых погрызов

Pinus silvestris — 4, *Picea* sec. *Omorica* — 1%. Пыльца *Betula* sec. *Albae*, *Salix*, *Elaeagnus*, *Tsuga* составляет менее 1%.

Споры на 98% представлены сфагновыми мхами. Пыльцы трав очень мало, преимущественно это пыльца осоковых.

Спорово-пыльцевые спектры супесей, подстилающих и перекрывающих торф, в таксономическом отношении богаче спектров, встреченных в торфе. Кроме указанных выше форм в спектрах супесей постоянно присутствует пыльца пихты, каменной и кустарниковой берез, восковника, жимолости. Количественно преобладает пыльца ели, кедровой сос-

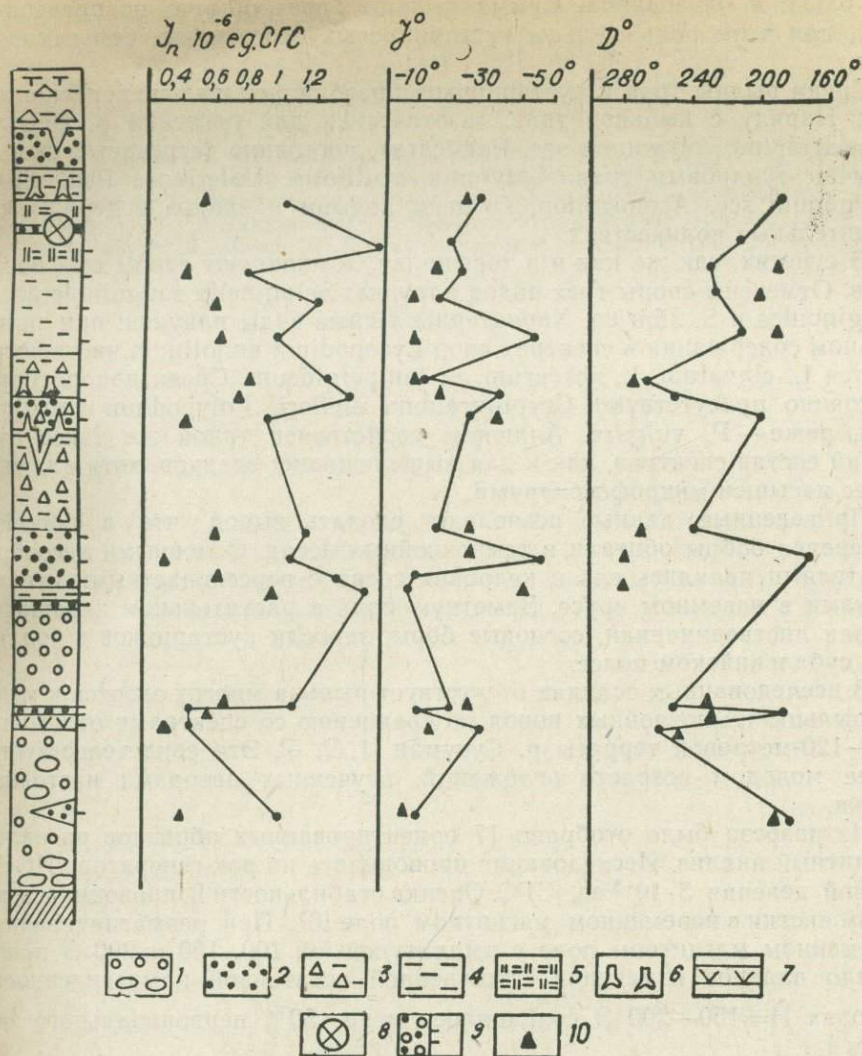


Рис. 2. Палеонтологическая и палеомагнитная характеристики разреза отложений 45—50-метровой террасы р. Берелех
 1—галечник, 2—песок, 3—щебень с суглинком, 4—суглинок, 5—торф, 6—горизонт пней, 7—прослой гипса, 8—остатки бобровой плотины, 9—пробы на палеомагнитный анализ, 10—значение I_n , J , D после чистки переменным магнитным полем

ны, ольхи и ольховника. Сумма пыльцы берез обычно не превышает 20%, при этом роль пыльцы кустарниковых берез ниже, чем в торфянике.

Среди пылцы трав и кустарничков преобладает пыльца верескоцветных. Наряду с пыльцой трав, экзотических для бассейна р. Берелех (*Circea alpina*, *Polygonum* sec. *Persicaria*), постоянно встречается пыльца типично тундровых трав: *Claytonia acutifolia*, *Valeriana*, *Pedicularis*, *Polygonum* sec. *Aconogonon*. Пыльца полыни и злаков содержится в значительных количествах.

В супесях, так же как и в торфянике, доминируют споры сфагновых мхов. Отмечены споры трех видов плаунка: *Selaginella sanguinolenta*, *S. selaginoides* и *S. sibirica*. Характерны лесные виды плаунов: при значительном содержании в спектрах спор *Lycopodium annotinum* часто встречаются *L. clavatum*, *L. obscurum*, *L. juniperoideum*. Среди папоротников постоянно присутствуют *Cryptogramma stelleri*, *Polypodium virginianum*, реже — *P. vulgare*. Аллювию свойственен такой же таксономический состав спектров, как и для вышележащих осадков, хотя аллювий менее насыщен микрофоссилиями.

Приведенные данные позволяют сделать вывод, что в бассейне р. Берелех бобры обитали в темнохвойных лесах. Основными лесообразователями являлись ель и кедровая сосна с верескоцветными кустарничками в наземном ярусе. Заметную роль в растительном ландшафте играли лиственничники, сосновые боры, заросли кустарников в подлеске и субальпийском поясе.

В исследованных осадках отсутствует пыльца многих экзотов и меньше пыльцы темнохвойных пород по сравнению со спектрами отложений 110—120-метровой террасы р. Сусуман [1, 2, 5]. Это свидетельствует о более молодом возрасте отложений, изученных авторами настоящей статьи.

Из разреза было отобрано 17 ориентированных образцов на палеомагнитный анализ. Исследования проводились на рок-генераторе ИОН-1 с ценой деления $3 \cdot 10^{-8}$ ед. СГС. Оценка стабильности I_n проводилась методом чистки в переменном магнитном поле [6]. При размагничивании в переменном магнитном поле с амплитудой 50, 100, 150 и 200 Э происходило плавное изменение естественной остаточной намагниченности. В полях $\tilde{H}=150-200$ Э сохранялось менее 50% первоначального значения I_n .

Величина естественной остаточной намагниченности по разрезу колебалась в пределах значения $1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС и имела обратную полярность (рис. 2).

Направление вектора \vec{I}_n при размагничивании сохранялось. Отмечалось увеличение наклона в начальной стадии размагничивания, что, вероятно, связано со снятием вязкой компоненты, направленной по современному полю.

Принимая во внимание данные об изменениях величины и направления I_n по разрезу и состав спорово-пыльцевых спектров, можно сделать вывод о том, что осадки 45—50-метровой террасы р. Берелех накапливались в эпоху Матуяма. Их следует включать в состав базовской серии, формирование которой предшествовало ледниковым эпохам на Северо-Востоке СССР [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильковский А. П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы и Индигирки и на северном побережье Охотского моря. — В кн.: Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1959, с. 115—125.

2. **Васьковский А. П.** Очерк стратиграфии антропогеновых (четвертичных) отложений Крайнего Северо-Востока Азии. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1963, вып. 16, с. 25—53.

3. **Васьковский А. П., Окладников А. П.** Находка обработанного человеком дерева на древней террасе р. Сусуман (бассейн р. Колымы). — Бюл. комис. по изучению четверт. периода. М., 1948, № 13, с. 23—28.

4. **Гольдфарб Ю. И.** Стратиграфия четвертичных отложений верховий Колымы. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972, с. 120—127.

5. **Шило Н. А.** Четвертичные отложения Яно-Колымского золотоносного пояса, условия и этапы их формирования. Тр. ВНИИ-1, Магадан, 1961, вып. 66. 136 с.

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

ПАЛЕОМАГНИТНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
МАКАРОВСКОГО РАЙОНА О. САХАЛИН

Неогеновые отложения повсеместно развиты на Сахалине. Они слагают обширные низменности и предгорья, мощность их в некоторых местах достигает 3 км и более. Особенности геологического развития отдельных районов привели к большим различиям неогеновых разрезов. Стратиграфические комплексы характеризуются широким набором континентальных, морских, прибрежно-морских и вулканогенных фаций. Неогеновые отложения Сахалина во многих районах легко доступны для исследования и изучены достаточно хорошо. Однако несмотря на то, что представление о последовательности напластования пород, слагающих те или иные стратиграфические подразделения, сложилось давно, в вопросах определения возраста отложений остается еще много нерешенного [25]. Трудности в определении возраста отложений и корреляции их с одновозрастными отложениями смежных регионов вызваны рядом причин: особенностями геологического развития региона в неогене, наличием трех бассейнов седиментации, нескольких фаз вулканизма, пространственной и временной миграцией фаций [1, 9, 22]. Комплексы фауны в различных районах отличаются многообразием, что усложняет решение вопросов стратиграфии. Традиционное решение этих вопросов методами биостратиграфии не всегда приносит желаемые результаты. «Использование одного биостратиграфического метода пока, к сожалению, не позволило решить проблему унификации стратиграфии кайнозойских отложений Сахалина с необходимой дробностью и достоверностью» [22, с. 5]. В то же время стратиграфия неогеновых отложений Сахалина имеет первостепенное значение для поисков месторождений, для достижения основных целей крупномасштабного геокартирования — выявления закономерностей распределения геологических тел и полезных ископаемых.

Необходимы новые пути решения задач расчленения неогеновых толщ Сахалина и корреляции одновозрастных разнофациальных отложений. Палеомагнитный метод позволяет использовать в этих целях глобальные изменения палеомагнитного поля Земли [21]. Физическая основа метода обеспечивает независимость выделяемых палеомагнитных зон от литофациальных изменений отложений. «Планетарный характер явления земного магнетизма и изменений его элементов в геологическом прошлом обуславливает возможность планетарной возрастной корреляции геологических образований палеомагнитным методом и строгую изохронность выделяемых единиц» [37, с. 109]. Многочисленные работы, начатые около 30 лет назад в нашей стране и за рубежом, позволяют сейчас широко использовать палеомагнитный метод при поисках и разведке полезных ископаемых. В результате планомерных исследований стратотипических разрезов неогена Камчатки составлен палеомагнитный разрез кавранской серии [28].

В 1975 г. в лаборатории палеомагнетизма СВКНИИ начаты систематические исследования неогеновых образований Южного Сахалина.

До проведения этих работ в 1961 г. В. В. Кочегура изучал андезитобазальты орловской свиты на мысе Ламанов [8, 18]. Была исследована верхняя часть свиты общей мощностью около 100 м. По результатам этой работы выделены 3 горизонта, которые использовались ее автором для стратиграфических построений.

В 1972—1973 гг. на Северном Сахалине в северо-восточном нефтегазоносном районе осуществлена корреляция разрезов скважин глубокого бурения по палеомагнитным данным [27]. Доказана пригодность кернов осадочных пород ряда литологических разностей для палеомагнитных исследований. Большое внимание было уделено влиянию процесса бурения на сохранность вектора естественной остаточной намагниченности (ЕОН). Установлено, что вращающееся магнитное поле бурового снаряда является первопричиной двух эффектов: 1) происходит своеобразная «чистка» образцов — снятие наиболее мягких компонент вектора ЕОН [15, 16]; 2) одновременно образуется динамическое подмагничивание, которое создает впечатление «закручивания» вектора намагниченности по ходу вращения бурового снаряда для прямонамагниченных пород и против вращения — для обратномагнитных [26, 27]. Построенная схема корреляции включила семь разрезов продуктивных площадей и охватила верхнюю часть уйинской свиты, дагинскую и окобыкайскую свиты и нижнюю часть нутовской свиты. Однако в связи с тем, что поисковое бурение на нефть и газ ведется с редким отбором керна, значительные части разрезов остаются неизученными, поэтому в сводном разрезе имеются существенные пропуски.

Объекты исследования и постановка работ

Макаровский район относится к Западно-Сахалинской структурно-фациальной зоне. Неогеновые отложения приурочены к периферии горных хребтов. Для всего района характерно моноклиналиное залегание пород с крутыми углами падения. Мощность неогеновых отложений достигает 3—4 км.

Для постановки палеомагнитных стратиграфических исследований необходимо выполнение ряда условий, важнейшими из которых являются [20, 38]: 1) непрерывность разрезов; 2) возможность отбора образцов из различных литологических разностей и дублирование разновозрастных отложений в нескольких разрезах; 3) достаточная геологическая изученность разрезов (фауна, флора, литология и т. д.). Исследуемые отложения Макаровского района отвечают этим условиям:

1. Неогеновые отложения расчленены на ряд свит, которые в изучаемых разрезах залегают без видимых перерывов.

2. Исследуемые верхнедуйская, сертунайская, курасийская и маруямская свиты представлены широким набором литологических разностей, однако преобладают наиболее удобные для отбора ориентированных образцов песчаники, алевролиты, аргиллиты и глины, которые в общем объеме пород составляют более 96% [22]. Породы неогеновых отложений по сравнению с меловыми и палеогеновыми менее устойчивы по отношению к денудационным процессам. Вдоль рек и ручьев, секущих восточные отроги Камышового хребта, неогеновые отложения вскрываются практически без перерывов.

3. Кайнозойские отложения Макаровского района изучались многими ведущими геологами, составившими более 15 схем корреляции.

В данной работе за основу принята схема Б. А. Сальникова [32]. Палеомагнитные исследования проводились в два этапа. На первом этапе была собрана большая коллекция ориентированных образцов. Выборочные лабораторные исследования показали, что породы в основном слабо намагничены, но при использовании широкого комплекса

методов чистки пригодны для палеомагнитных стратиграфических исследований. На втором этапе произведен дополнительный отбор ориентированных образцов с целью детализации границ зафиксированных инверсий геомагнитного поля Земли.

Палеомагнитное изучение неогеновых отложений Макаровского района проводилось на образцах из обнажений по рр. Шахтной, Горной, Кринке и Коралловке и охватило (снизу вверх) верхнедуйскую, сертунайскую, курасийскую и маруямскую свиты.

В Макаровском районе указанные свиты залегают согласно, с постепенными переходами. Верхнедуйская свита представляет собой ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов с линзами и прослоями конгломератов, гравелитов и углей. На нижележащих отложениях свита залегают трансгрессивно. В угленосной подсвите встречена флора: *Ulmus carpinoides* Goep., *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Nicoria sachalinensis* Bajk., *Ulmus londifolia* Ung., *Comptonia paumannii* (Nath.) Bajk., *Quercus amplifolia* Bajk., *Taxodium dubium* (Stern.) Heer, *Castanea atavia* Ung., *Myrica* sp., *Sequoia* sp. Для надугленосной подсвиты характерна фауна *Viviparus* cf. *chutsingensis* Yok., *Unio* sp., *Corbicula* cf. *sandai* Reinh и др.* Судя по комплексу фауны и флоры, а также литологическому составу свита сформировалась в условиях предгорной равнины, переходящей в приморскую заболоченную низменность. Мощность отложений свиты 270—500 м. Слои, содержащие обильную фауну *Corbicula*, принимаются в Макаровском районе за границу верхнедуйской и сертунайской свит. Последняя сложена аргиллитами и алевролитами с прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников и алевролитовых глин. В изучаемом районе для сертунайской свиты характерна следующая фауна: *Nuculana majamraphensis* (Khom.), *N. slodkewitschi* Kog., *Yoldia* sp., *Ostrea* cf. *gackhensis* L. Krisht., *Corbicula matschiensis* Laut., *C.* cf. *adamensis* Laut., *Taras gravis* Kog., *Liocyma fluctuosa* (Gould), *Mya arenaria* Linne, *Buccinum* sp., *Polinices galianoi* Dall, *Acila* (*Truncacila*) *castrensis* Hinds, *Yoldia* (*Cnesterium*) cf. *kuluntunensis* Slod., *Mizuhopecten subyessoensis* Yok., *Corbicula* cf. *sandai* Reinh, *Serripes grandicus* (Chemn.), *Dosinia ausiensis* Ilyina, *Peronidia* cf. *venulosa* (Schrenck), *Macoma optiva* (Yok.), *M.* cf. *baltica* (Linne), *Cultellus izumoensis* Yok., *Cryptomya californica* (Conrad), *Nassarius* cf. *perpinguis* (Hinds). Свита сформировалась в условиях полукрытого морского бассейна с литофациями литорами — средней сублиторали. Мощность отложений свиты 300—400 м. Верхняя часть сертунайской свиты постепенно переходит в однообразную толщу тонкозернистых, преимущественно алевроитоглинистых, опоковидных пород курасийской свиты с фауной *Delectopecten*, *Macoma*, *Mya* и др. Отложения курасийской свиты формировались в условиях, идентичных условиям формирования нижележащих отложений. Трансгрессия моря в это время, вероятно, достигала максимального развития. Мощность отложений свиты в Макаровском районе составила 150—200 м. Выше с постепенным переходом залегают отложения маруямской свиты. Нижняя часть ее представлена серыми аргиллитоподобными глинами и прослоями слабосцементированных алевролитов и мелкозернистых песчаников. Для нее характерна следующая фауна: *Nuculana psjakauphensis* Khom., *N. majamraphensis* Khom., *N. (Sacella)* sp., *Yoldia thraciaeformis* Storer, *Macoma optiva* Yok., *Sanguinolaria* cf. *ochotica* Slod., *Mya arenaria* Linne, *Laternula* (*Aelga*) *besshoensis* Yok., *Buccinum* cf. *haromaicum* Khom.

Отбор ориентированных образцов для палеомагнитных исследова-

* Палинологическая и палеонтологическая характеристики разрезов Макаровского района указаны по источникам [9, 10, 12, 25].

ний был затруднен в связи с тем, что песчаники часто слаболитифицированы, а аргиллиты и тонкозернистые алевролиты обладают мелкооскольчатой отдельностью. Значительная часть коллекции (почти 50%) взята непосредственно из воды (глубина отбора 10—30 см), что ограничило возможность пропитки образцов клеем. Пропуски в отборе образцов незначительны и вызваны либо отсутствием обнаженности пород, либо наличием непригодных для палеомагнитных исследований прослоев углей, гравелитов и галечников. Коллекция представлена 553 образцами. Из каждого образца выпиливались кубики (длина ребра 24 мм) для измерений на рок-генераторе ИОН-1. Лабораторным исследованиям было подвергнуто 976 кубиков.

Петрофизические и магнитные свойства пород

Все изученные в Макаровском районе разрезы расположены на близких расстояниях (10—20 км), и значительные их части дублируют друг друга. В неогеновых отложениях разреза рр. Шахтной и Горной выделяются (снизу вверх) нерасчлененная холмско-невельская, верхнедуйская, сертунайская, курасийская, маруямская свиты. В одновозрастных отложениях р. Кринки наблюдаются те же стратиграфические подразделения в той же последовательности. Сходство литологического и минералогического состава пород неогеновых отложений обусловило идентичность их физических и магнитных свойств.

Плотность пород изученных свит уменьшается снизу вверх по разрезу. Однако уменьшение это происходит от свиты к свите очень неравномерно как для осадков в целом, так и для каждой литологической разности (табл. 1). Заметен резкий скачок уменьшения плотности при пе-

Таблица 1

Изменение плотности пород по разрезу

Литотипы	vd	sr	кг	пг ₁ ^{1а}	пг ₁ ^{1в}	пг ₁ ²
Песчаники	2,31	2,25	1,98	1,83	1,82	1,79
	28	8	7	34	90	45
Алевролиты	2,32	2,09	2,09	1,73	1,81	1,91
	20	17	28	42	15	2
Аргиллиты и глины	2,17	2,09	2,0	1,50	—	—
	27	18	5	2	—	—
Среднее по свите	2,26	2,12	2,06	1,77	1,82	1,80
$\Delta\rho$	0,14		0,06	0,29	-0,05	0,02
Изменение $\Delta\rho$	0,00036		0,00024	0,00161	-0,00022	—
Всего 388 определений						

Примечание. Числитель — плотность в г/см³, знаменатель — количество образцов.

реходе от отложений курасийской свиты к отложениям вышележащей маруямской свиты. Рассмотрим отношение приращения плотности $\Delta\rho$ к нормальной мощности осадков между выделенными подразделениями. Между курасийской и маруямской свитами эта величина больше, чем между сертунайской и курасийской в 7 раз. А выше по разрезу, в пределах изученных частей маруямской свиты, плотность пород почти не меняется. Резкое падение плотности осадков при переходе от курасийских отложений к маруямским отразилось и на рельефе — курасийская свита слагает куэсту в средней части предгорий Камышового хребта.

Намагниченность пород изучаемых отложений невелика (табл. 2).

Колебания значений модуля вектора \bar{I}_n небольшие и только для глин и аргиллитов сертунайской свиты достигают одного порядка.

Намагниченность пород (ед. СГСМ·10⁻⁶)

Литотипы		vd		sg		kg		mg ₁ ^{1a}		mg ₁ ^{1b}		mg ₁ ²
Песчаники	50	$\frac{0,29-2,61}{1,39}$	17	$\frac{0,40-2,18}{1,21}$	11	$\frac{0,78-1,73}{1,04}$	47	$\frac{0,44-2,22}{1,16}$	134	$\frac{1,01-12,5}{2,60}$	71	$\frac{0,41-16,00}{2,52}$
Алевролиты	48	$\frac{0,12-2,56}{0,97}$	29	$\frac{0,17-1,98}{1,09}$	55	$\frac{0,37-7,95}{1,42}$	50	$\frac{0,38-1,82}{0,99}$	16	$\frac{0,82-2,16}{1,59}$	3	$\frac{1,38-2,10}{1,68}$
Аргиллиты и глины	46	$\frac{0,11-4,40}{0,92}$	34	$\frac{0,25-24,00}{4,0}$	8	$\frac{0,53-0,90}{0,68}$	1	$\frac{0,47}{0,47}$		—		—
В среднем по свите		1,10		2,35		1,29		1,06		2,49		2,49

Всего 620 определений

Примечание. Числитель — пределы изменения, знаменатель — среднее значение, коэффициент y дробной черты — количество образцов.

Изучение данных по величине магнитной восприимчивости позволя-
ет сделать два вывода (табл. 3): отложения курасийской и нижней
части маруямской свит формировались в наиболее удаленных от источ-
ников сноса участках шельфовой зоны; чем ближе источники сноса,

Таблица 3

Магнитная восприимчивость (ед. СГСМ·10⁻⁶)

Литотипы	vd	sg	kg	mg ₁ ^{1a}	mg ₁ ^{1b}	mg ₁ ²
Песчаники	34 $\frac{4-140}{20,9}$	13 $\frac{5-23}{8,8}$	13 $\frac{4-12}{6,7}$	48 $\frac{4-15}{7,2}$	¹²⁶ $\frac{4-44}{11,4}$	⁶⁷ $\frac{2-29}{11,1}$
Алевролиты	38 $\frac{4-156}{24,0}$	28 $\frac{4-14}{7,9}$	47 $\frac{3-13}{6,7}$	52 $\frac{3-13}{6,4}$	¹⁸ $\frac{5-14}{9,8}$	³ $\frac{6-10}{7,7}$
Аргиллиты и глины	40 $\frac{1-189}{16,8}$	29 $\frac{4-30}{11,3}$	9 $\frac{2-6}{4,8}$	2 $\frac{3-4}{3,5}$	—	—
В среднем по свите	20,5	9,5	6,4	6,7	11,2	11,0

Всего 468 определений

Примечание. Числитель — пределы изменений, знаменатель — среднее значение, коэффициент у дробной черты — количество образцов.

тем шире спектр литологических разностей и, как следствие этого, в более широких пределах изменяется величина магнитной восприимчивости.

Отдельные слои угленосной и подугленосной подсвит верхнедуйской свиты (р. Шахтная) отличаются повышенными в 10—15 раз значениями магнитной восприимчивости при неизменно низких (в пределах 1—2·10⁻⁶ ед. СГС) значениях модуля вектора намагниченности, что может служить косвенным признаком наличия в породах тонкорассеянного сидерита [3, 4, 17]. Многоступенчатые прогревы образцов из отдельных слоев указанных отложений приводят к увеличению магнитной восприимчивости в 20—30 раз в интервале температур 250—350°C (обр. МШ-22 — рост χ в 30 раз, обр. МК-229 — в 20 раз), что свидетельствует о наличии в осадках сидерита и гидрогетита [5, 19, 33]. Этот вывод подтверждает результаты А. Я. Ильева [13], который показал, что для Макаровско-Поронайского района в верхнедуйское время была характерна гидрогетит-сидеритовая с сульфидами фация.

Выборочно по всем разрезам проведен минералогический анализ. Просмотр шлифов (сообщение № 123 Центральной лаборатории Северо-Восточного производственного геологического объединения МГ СССР) выявил почти полное отсутствие ферромагнитных минералов в составе тяжелой фракции. Аналогичные результаты исследований были получены многими авторами и в других районах Сахалина [22, 25]. Следовательно, можно предположить, что носители намагниченности пород заключены в цементе. В этом случае возникает вопрос: будет ли намагниченность сингенетична образованию осадка? Исследования А. Я. Ильева в различных районах Южного Сахалина показали, что в «подавляющем большинстве палеогеновые и неогеновые отложения не подверглись сильным эпигенетическим изменениям» [14, с. 39]. Последнее дает основание полагать, что направление стабильной части вектора ЕОН отражает состояние геомагнитного поля эпохи образования осадков.

Изменение модуля вектора намагниченности (%)
и кучности по результатам временной чистки

Выдержка в положении	Свиты							
	верхнедуйская		сертунайская		курасийская		маруямская	
	Намагниченность							
	прямая	обратная	прямая	обратная	прямая	обратная	прямая	обратная
«По полю» 20 дней	$\frac{100}{10,0}$	$\frac{100}{3,4}$	$\frac{100}{4,8}$	$\frac{100}{6,1}$	$\frac{100}{3,5}$	$\frac{100}{—}$	$\frac{100}{11,2}$	$\frac{100}{9,9}$
«Против поля» 7 дней	$\frac{53}{1,0}$	$\frac{69}{4,3}$	$\frac{60}{1,7}$	$\frac{58}{1,3}$	$\frac{53}{1,8}$	$\frac{57}{—}$	$\frac{38}{1,9}$	$\frac{61}{2,6}$
«Против поля» 14 дней	$\frac{25}{1,0}$	$\frac{65}{3,7}$	$\frac{49}{1,7}$	$\frac{61}{1,1}$	$\frac{50}{4,0}$	$\frac{48}{—}$	$\frac{36}{2,0}$	$\frac{58}{2,8}$
«Против поля» 21 день	$\frac{32}{1,0}$	$\frac{70}{2,8}$	$\frac{57}{2,7}$	$\frac{66}{3,0}$	$\frac{43}{4,6}$	$\frac{55}{—}$	$\frac{37}{1,7}$	$\frac{71}{3,0}$
«По полю» 7 дней	$\frac{42}{11,3}$	$\frac{75}{5,0}$	$\frac{80}{6,2}$	$\frac{110}{5,5}$	$\frac{120}{42,3}$	$\frac{79}{—}$	$\frac{93}{19,1}$	$\frac{94}{15,6}$
К-во об- разцов	4	11	4	5	4	1	26	7

Примечание. Числитель — отношение модуля вектора намагниченности после выдержки к исходной величине, знаменатель — значение кучности по группе образцов.

В связи с тем, что породы слабомагнитны, для выделения первичной составляющей вектора ЕОН и определения ее направления использовалось несколько методов чистки образцов.

Временная чистка образцов проводилась поэтапно: после 20-дневной выдержки образцов в положении «по полю» измерялась величина модуля вектора ЕОН. Затем такие измерения проводились после каждых 7 дней выдержки образцов в положении «против поля». Для прямо- и обратномагнитных образцов выдержка «против поля» приводит к резкому (на 30—60%) уменьшению модуля намагниченности (табл. 4). В то же время образцы верхнедуйской и маруямской свит имеют различную величину падения модуля вектора \bar{I}_n для прямо- и обратномагнитных пород. Таким образом, временная чистка этих отложений позволяет проводить предварительное разделение образцов по направлению вектора ЕОН. Данные по изменению кучности подтверждают возможность такого разделения.

Анализ результатов временной чистки показал: 1) породы всех изученных свит обладают значительной I_{rv} , что в сочетании с малой величиной ЕОН пород усложняет задачу выделения палеомагнитных зон различной полярности; 2) в результате временной чистки образцы пород сертунайской и курасийской свит разделить по направлению намагниченности нельзя; 3) для пород верхнедуйской и маруямской свит Макаровского района выдержка в положении «против поля» достаточна в пределах 7—10 дней.

Залегание пород повсеместно имеет крутое падение почти точно на восток, что влияет на результаты временной чистки. Главная составляющая вектора ЕОН по оси OZ в процессе временной чистки остается неизменной. В то же время наименьшая составляющая по оси OY оказывается то параллельной, то антипараллельной относительно главной составляющей геомагнитного поля и ее абсолютная величина резко возрастает (рис. 1). Это обстоятельство приводит к значительным искажениям при вычислении направления вектора намагниченности.

Чистка переменным полем проводилась на стандартной размагничивающей установке с вращением образца по двум осям. Последовательность амплитуд размагничивающего поля в соленоиде была следующей: 25, 50, 150, 200, 300 Э. Чистке были подвергнуты образцы из всех точек отбора. Результаты \tilde{H} -чистки образцов приведены на рис. 2. Для пород верхнедуйской свиты I_{rv} составляет 40—50% вектора ЕОН. Кривые размагничивания образцов этой свиты имеют ряд характерных особенностей: а) большой разброс значений \bar{I}_n (\tilde{H}) и, как следствие, расширенные области размагничивания; б) снятие вязкой компоненты происходит в полях с амплитудой 50—100 Э; в) вектор ЕОН имеет трехкомпонентный состав, после снятия вязкой компоненты происходит частичное снятие паразитической, вероятно, химической намагниченности в полях с амплитудой 150—200 Э; однако уже начиная с амплитуды переменного магнитного поля, равной 150 Э, у части образцов возникает, видимо, ротационное подмагничивание (образцы размагничивались в установке с вертушкой); г) на стереопроекции видно, что снятие вязкой и химической компонент приводит к большим изменениям направления векторов \bar{I}_n в процессе чистки, тем не менее направления векторов \bar{I}_n прямо- и обратномагнитных пород концентрируются в первой четверти, обратномагнитных — во второй. Таким образом, \tilde{H} -чистка позволила выделить прямо- и обратномагнитные образцы.

Вязкая компонента вектора ЕОН образцов сертунайской свиты

составляет 40%, и снятие ее происходит в полях с амплитудой 150—200 Э (см. рис. 2). Графики размагничивания демонстрируют четкие различия между прямо- и обратномагнитными породами, кроме того, происходит заметное сокращение областей размагничивания по сравнению с породами верхнедудьской свиты. На стереопроекциях видно, что направления векторов намагненности концентрируются в первой четверти для прямомагнитных и во второй — для обратномагнитных пород. Эти факты говорят о том, что отложения сертунайской свиты

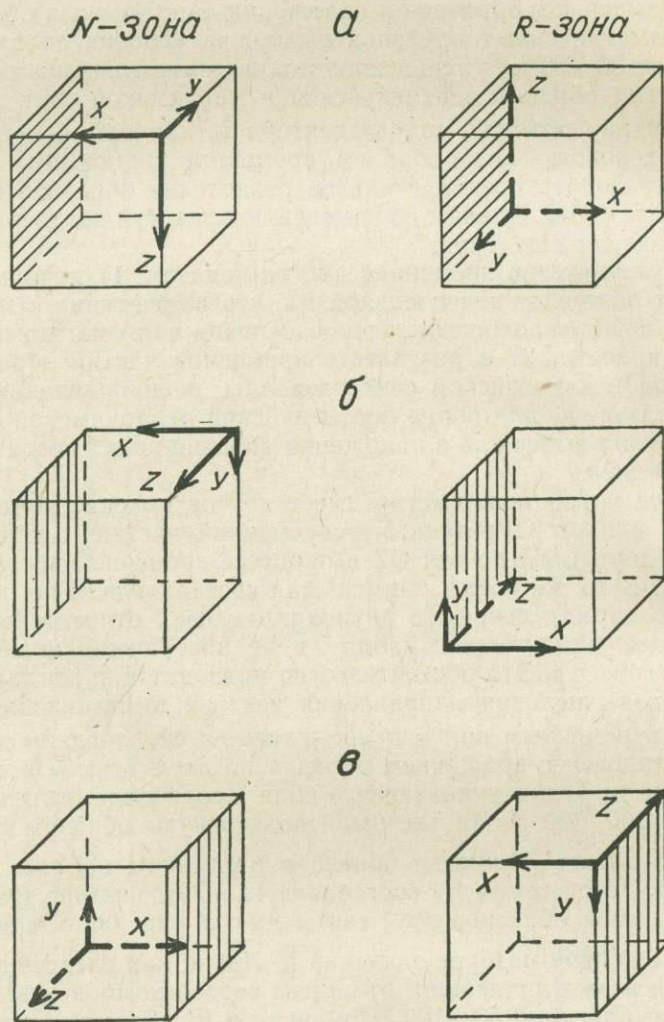


Рис. 1. Влияние дислокаций на результаты временной чистки образцов а — осадконакопление и диагенез, б — дислокация — положение «по полю», в — положение «против поля»

ты обладают стабильной намагненностью, которая имеет двухкомпонентный состав векторов ЕОН. Породы сертунайской свиты представлены преимущественно тонкозернистыми разностями — в основном алевролитами, почти не пропускающими почвенные воды. Поэтому по трещинам мелкооскольчатых отделностей, которые обнаруживаются только при нагревании образцов, нет корочек ожелезнения. Таким образом, можно предположить, что породы сертунайской свиты не претерпели постседиментационного химического подмагничивания.

ВЕРХНЕДУЙСКАЯ СВИТА

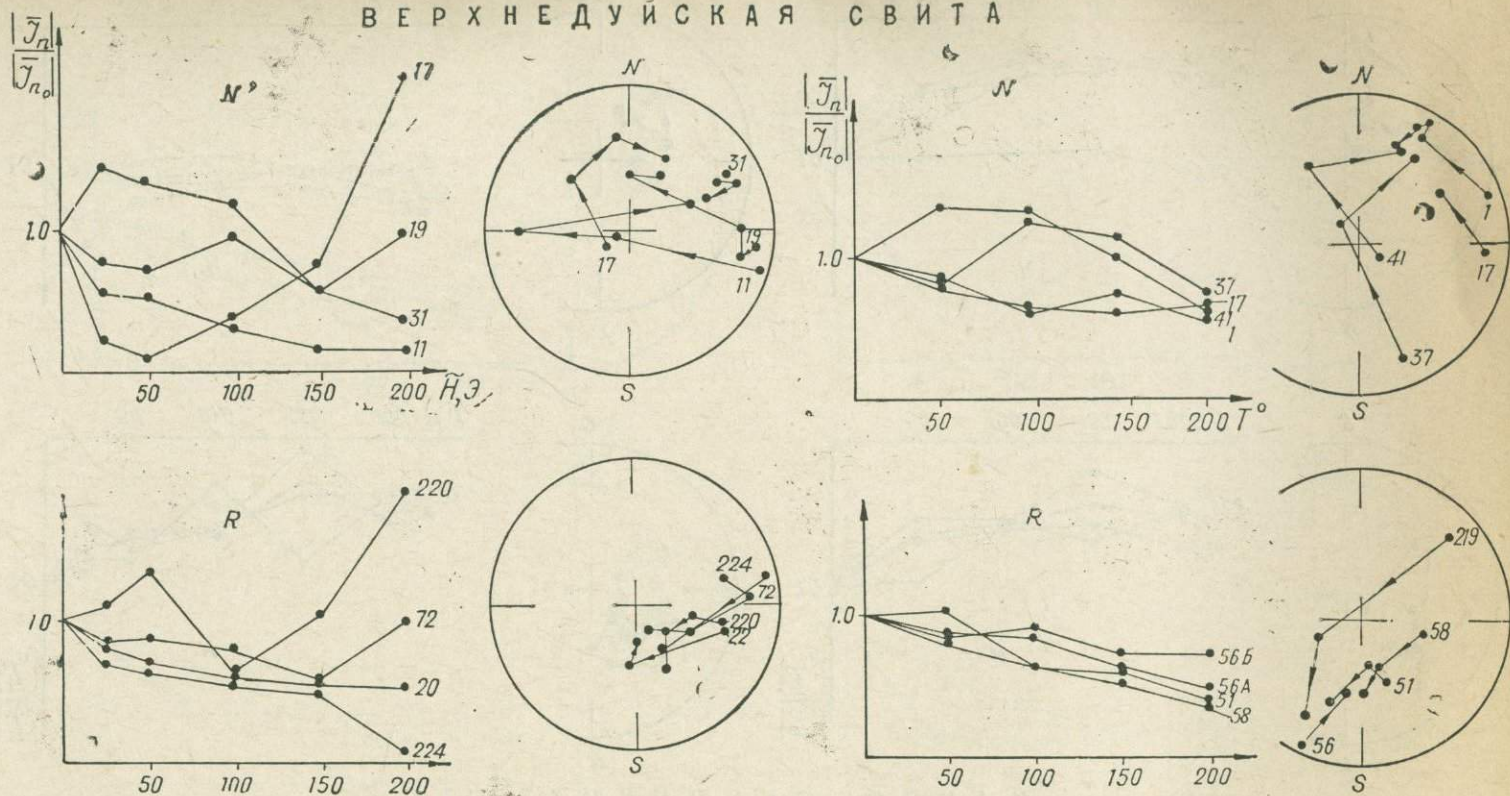
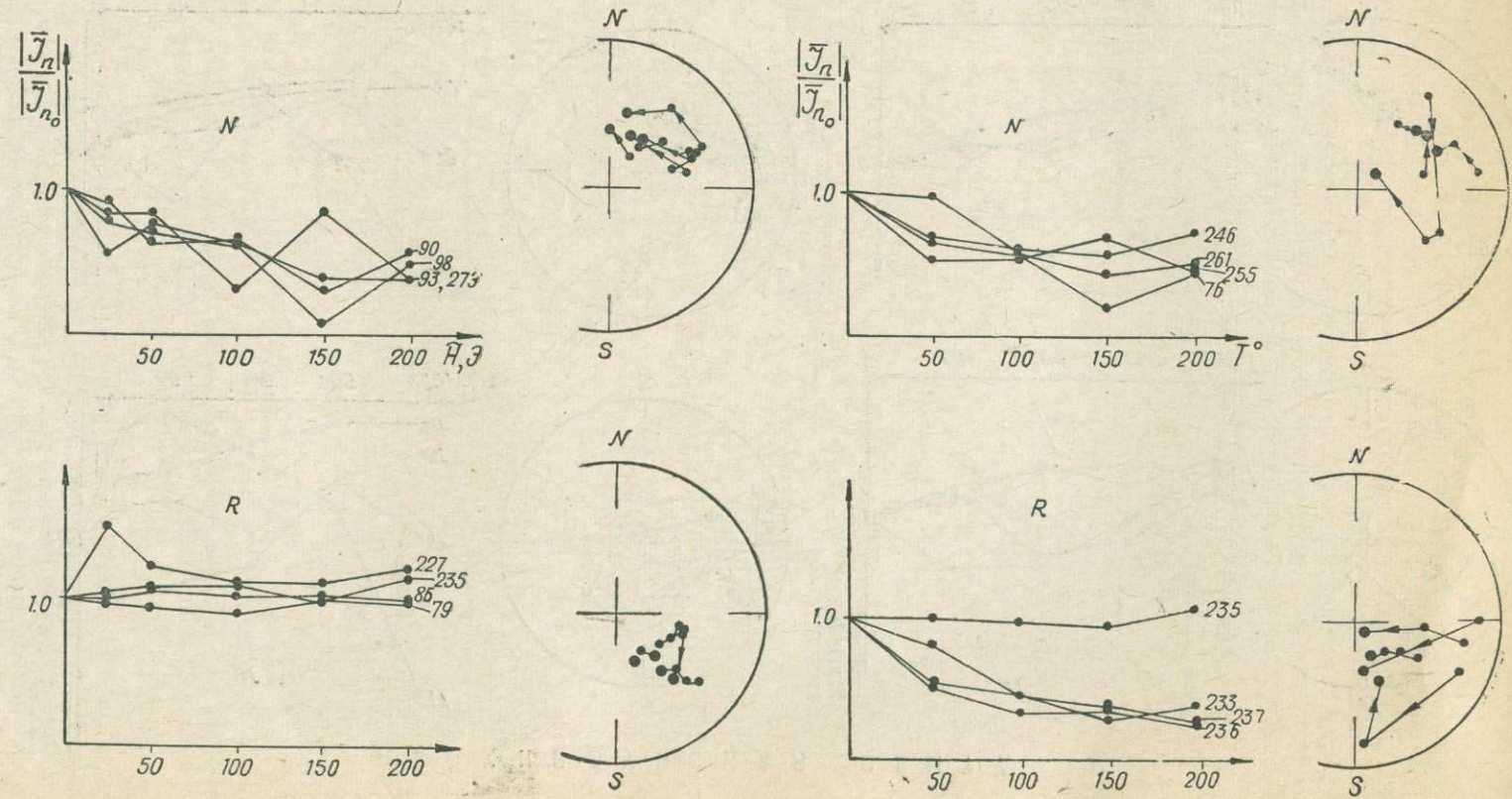


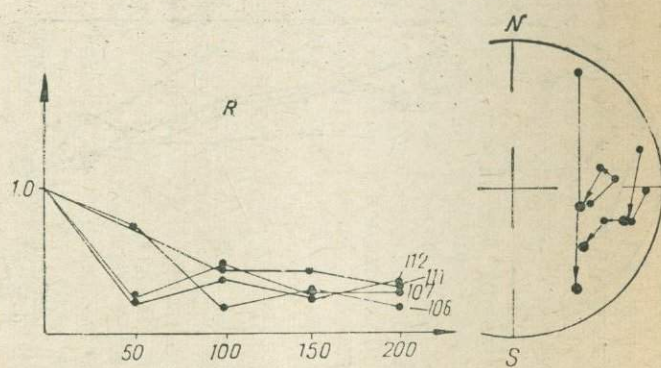
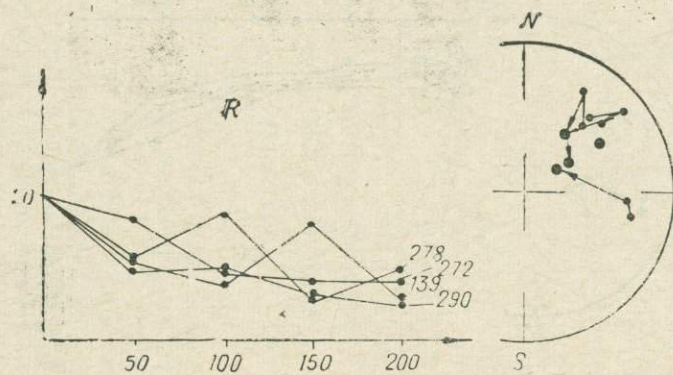
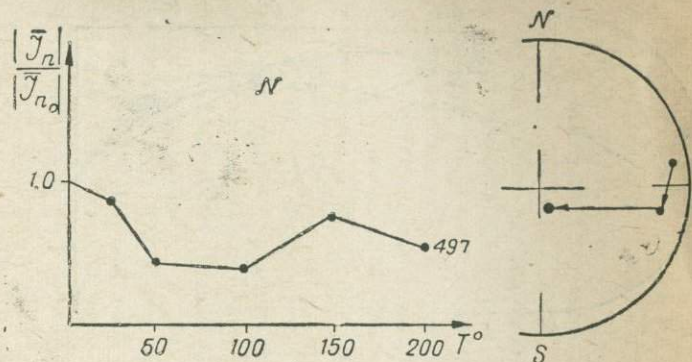
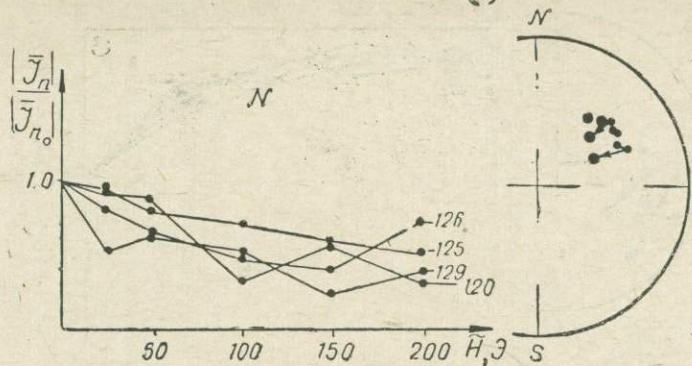
Рис. 2. \tilde{H} - и T-чистки прямо- и обратномагнитченных образцов. Цифрами обозначены номера образцов

СЕРТУНАЙСКАЯ СВИТА



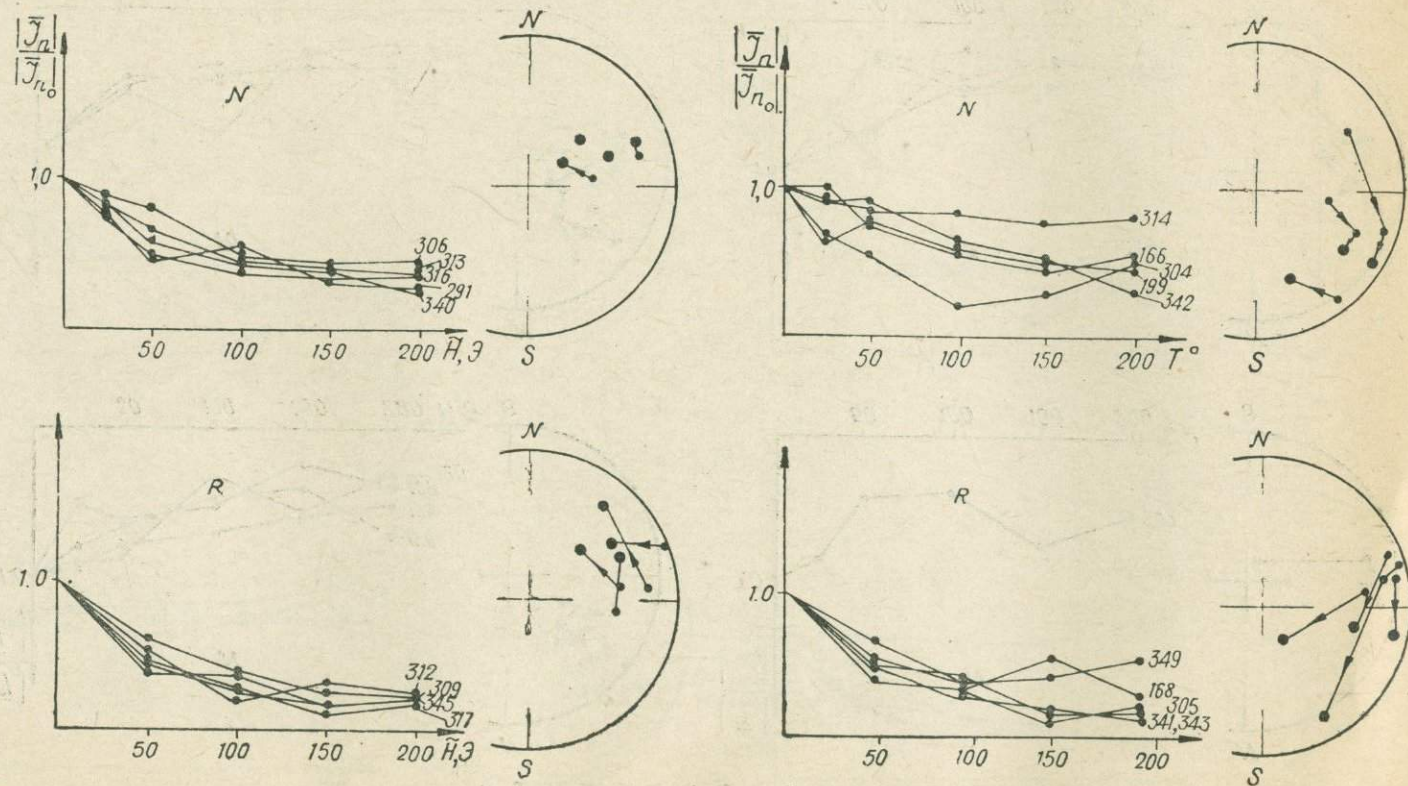
Продолжение рис. 2

КУРАСИЙСКАЯ СВИТА



Продолжение рис. 2

МАРУЯМСКАЯ СВИТА



Окончание рис. 2

Кривые размагничивания \bar{I}_n (\tilde{H}) образцов пород курасийской свиты (см. рис. 2) выявили большое сходство с \bar{I}_n (\tilde{H}) образцов пород ниже лежащей сертунайской свиты. Снятие вязкой компоненты происходило в полях с амплитудой 100—150 Э. Породы этой свиты оказались намагниченными в основном по направлению современного геомагнитного поля.

Маруямская свита исследована частично, только две нижние пачки (по Б. А. Сальникову) изучены в полном объеме. Для пород этой части маруямской свиты вязкая компонента составляет около 50% вектора ЕОН. Вязкая составляющая снимается в полях с амплитудой 150 Э. Кривые размагничивания прямонамагниченных образцов расположены ниже кривых обратномагниченных образцов (см. рис. 2). Области размагничивания сокращаются по сравнению с аналогичными областями для нижележащих свит.

В связи с тем, что систематически в исследованных образцах любых литологических разностей, начиная с амплитуды 200 Э, а иногда и с амплитуды 150 Э, возникает паразитическая намагниченность предположительно ротационной природы, дубли нескольких образцов были размагничены «по осям», т. е. вначале образцы располагались в кольцах Гельмгольца так, что составляющие по координатным осям были поочередно направлены вдоль оси соленоида в одну сторону, затем после измерения на рок-генераторе — в другую. Результаты обоих измерений усреднялись. На рис. 3 приведены графики размагничивания образ-

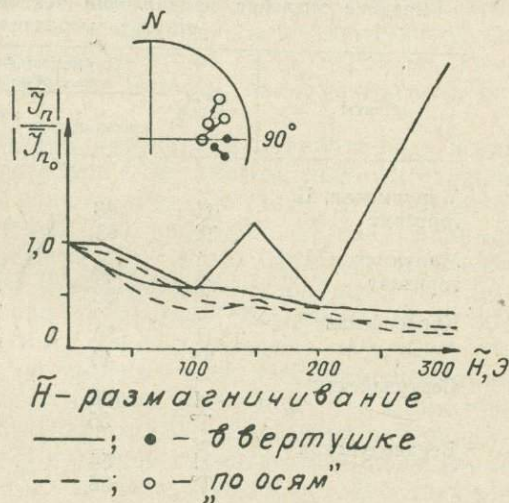


Рис. 3. Сравнение результатов \tilde{H} -чистки образцов в вертушке и «по осям»

цов с помощью вертушки и «по осям». Второй способ дает более гладкие кривые, которые на графиках расположены ниже кривых размагничивания, полученных с помощью вертушки.

Термочистка образцов проводилась как на созданной в лаборатории палеомагнетизма СВКНИИ автоматической терморазмагничивающей установке (точность регулировки 2°C), так и в пермалловых экранах. На рис. 2 приведены результаты термочистки образцов из всех изученных свит. После каждого измерения на рок-генераторе ИОН-1 образцы прогревались и выдерживались в течение часа при заданной температуре в пространстве с нулевым магнитным полем, затем охлаждались до комнатной температуры и вновь измерялись. Шаг термочистки $T = 50^\circ\text{C}$.

Терморазмагничивание образцов пород верхнедуйской свиты не приводит к уменьшению областей размагничивания (см. рис. 2), но позво-

ляет более четко выделить зоны различной полярности. Термочистка образцов из отложений сертунайской, курасийской и маруямской свит позволила уверенно выделить палеомагнитные зоны. Однако графики размагничивания прямо- и обратномагнитных образцов имеют большое сходство. Это говорит о том, что по отношению к температурным воздействиям «жесткость» вязкой компоненты вектора намагниченности одного порядка у прямо- и обратномагнитных образцов. Существенна при этом последовательность серии прогревов (50, 100, 150, 200°C). Если же образцы сразу прогреваются до 200—250°C, то, как правило, происходит полное их размагничивание. Вероятно, в процессе последовательных нагревов и охлаждений происходит образование новых ферромагнитных минералов, которые удерживают направление намагниченности пород. Как отмечалось выше, исследуемые породы содержат сидерит и гидрогетит. Во время нагревов происходит дегидратация и распад гидрогетита с образованием тонкодисперсного гематита, а также разложение сидерита с образованием окисных и закисных форм железа [3—5, 17, 19, 33].

В табл. 5 приведены средние направления вектора намагниченности прямо- и обратномагнитных образцов всех свит, полученные по результатам различных чисток.

Для всего разреза характерны небольшие различия между склонениями векторов разнополярных зон (меньше 120°C). Причиной этого, ве-

Таблица 5

Средние значения направлений векторов намагниченности по свитам (результаты различных чисток)

Свиты	Вид чистки	Пряномагнитные образцы		Обратномагнитные образцы	
		склонение	накло- нение	склонение	накло- нение
Маруямская, II горизонт	~ Н	83	42	108	—29
	Т°	68	30	97	—48
Маруямская, I горизонт	~ Н	60	34	106	—11
	Т°	63	30	131	—40
Курасийская	~ Н	50	43	100	—31
	Т°	44	46	114	—36
Сертунайская	~ Н	71	42	113	—45
	Т°	55	36	116	—43
Верхнедуйская	~ Н	54	55	128	—46
	Т°	56	53	150	—56

роятно, являются крутые углы падения пород, вследствие чего наибольшему воздействию современного геомагнитного поля подвергается составляющая вектора ЕОН по оси ОУ (см. рис. 1), что приводит к значительному увеличению ее абсолютной величины.

Для подтверждения этого был сделан такой расчет. Результаты чистки переменным полем ряда пряномагнитных образцов обсчитывались следующим образом: брались составляющие вектора намагниченности по осям ОХ и ОZ после воздействия полем $\tilde{H}=25$ Э, а компонента по оси ОУ—полем $\tilde{H}=100$ Э, т. е. последняя подверглась большему размагничивающему воздействию.

В результате обсчета склонение уменьшилось от 90 до 1°, наклонение возросло от 21 до 69°, кучность возросла в 10 раз.

Как видим, улучшаются не только показатели склонения, но и кучность.

По сравнению с ожидаемым величина наклонения векторов намагниченности образцов оказалась заниженной, что объясняется, по-видимому, двумя причинами: во-первых, тем, что осадконакопление происходило в зоне шельфа на наклонную поверхность [31], и, во-вторых, наличием гематита среди минералов-носителей намагниченности [34, 42, 43].

Для доказательства детритового характера ЕОН изучаемых отложений проведено переосаждение четырех образцов из отложений маруямской свиты. Плотность образцов до переосаждения составляла $1,78 \text{ г/см}^3$, после переосаждения — $1,62 \text{ г/см}^3$. Отношение $P = I_n/I_{го}$ близко к единице (для образцов из нижней части маруямской свиты $P = 0,49 - 1,85$), что подтверждает ориентационный характер намагниченности [6, 7]. Вектор намагниченности пород верхнедуйской свиты, как уже отмечалось, содержит компоненту химической природы, которая, видимо, образовалась в период формирования осадков, так как породы не подвергались эпигенетическим изменениям.

Частные и сводный палеомагнитные разрезы

Выделяемая в результате чисток стабильная часть вектора ЕОН принималась за первичную намагниченность пород. Основанием для этого, кроме изложенных результатов лабораторных исследований, послужили также следующие факты: во-первых, отсутствие видимых следов метаморфизма пород (размагничивание образцов переменным полем и термочистка показали, что только породы верхнедуйской свиты имеют третью компоненту в составе вектора ЕОН, вероятно, химическую), во-вторых, надежная сопоставимость палеомагнитных разрезов одновозрастных отложений.

На рисунках 4, 5 и 6 приведены результаты лабораторных исследований трех наиболее полных разрезов и их палеомагнитные характеристики. Неизученные части разрезов составляют менее 10% общей мощности. Выделение палеомагнитных зон проводилось, как правило, не менее чем по трем образцам. В разрезе по р. Шахтной выделено 13 N-зон (прямая полярность), 15 R-зон (обратная полярность) и 20 инверсий (нумерация зон сверху вниз по разрезу обозначена: Ш-1—Ш-28) (табл. 6). Лишь одна R-зона (Ш-7) условно выделена по одному образцу. Слагающие ее отложения по другим геологическим данным четко коррелируются со слоями R-зоны К-18 по р. Кринке, что и послужило основанием для выделения магнитозоны Ш-7. В разрезе р. Кринки выделяются 16 N-зон, 14 R-зон и 23 инверсии геомагнитного поля (нумерация зон сверху вниз по разрезу обозначена: К-1—К-30). В этом разрезе также одна R-зона (К-22) условно выделена по одному образцу.

Сопоставление палеомагнитных разрезов проводилось на основе схемы корреляции по биостратиграфическим и литологическим данным, которая уточнялась и детализировалась по магнитным и палеомагнитным характеристикам изученных отложений. Корреляция палеомагнитных разрезов позволила сделать вывод о соотношении границ стратиграфических подразделений и построить сводный палеомагнитный разрез неогеновых отложений Макаровского района (рис. 7).

Для верхнедуйской свиты характерно сравнительно равномерное чередование прямо- и обратномагнитных пород подугленосной и угленосной подсвит, в то время как породы надугленосной подсвиты намагничены в основном обратно.

Граница между верхнедуйской и сертунайской свитами проводится по кровле слоев, содержащих фауну *Corbicula*. Породы этих слоев намагничены положительно и образуют небольшую субзону прямой по-

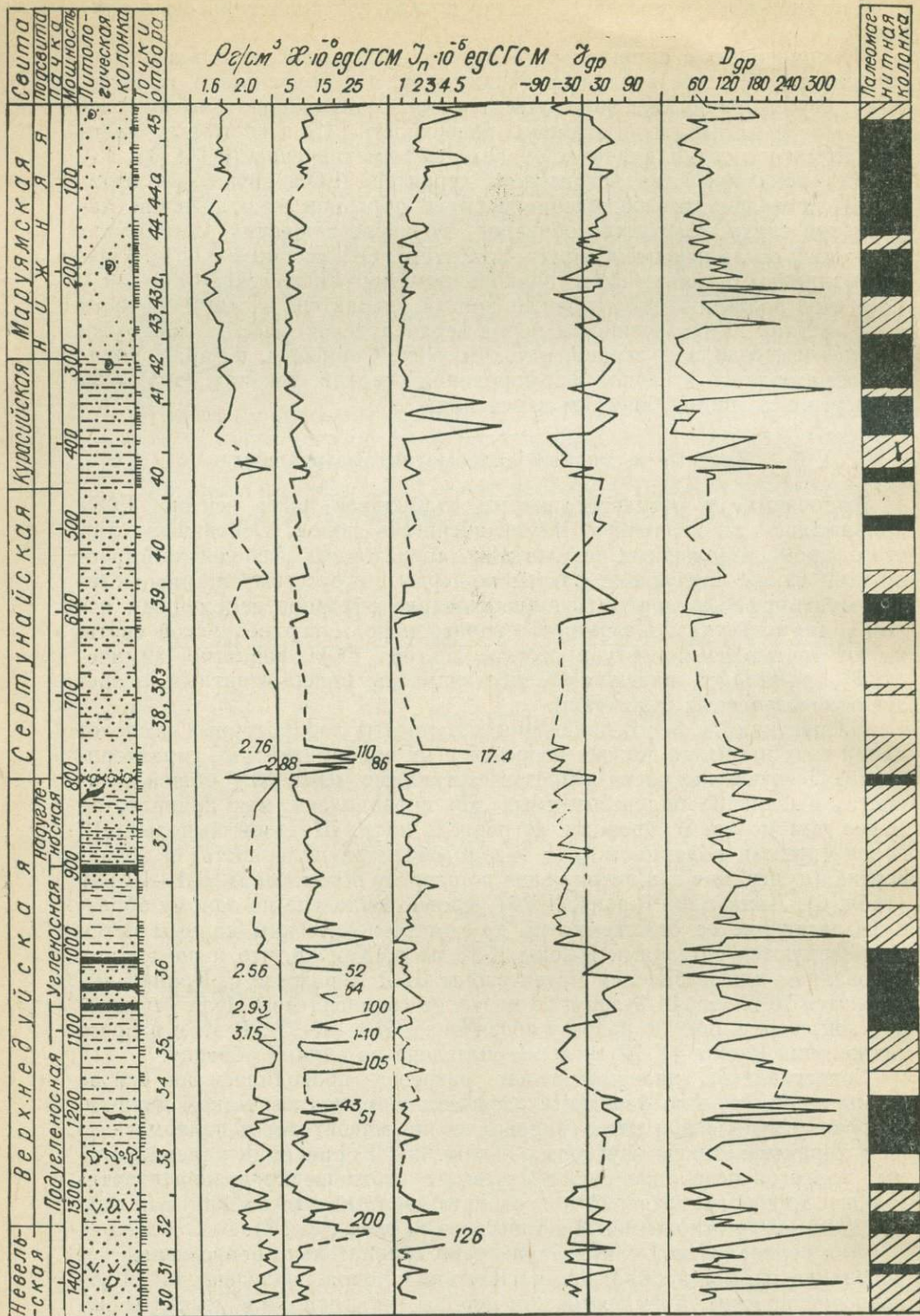


Рис. 4. Палеомагнитный разрез неогеновых отложений (р. Шахтная). Условные обозначения см. на рис. 6

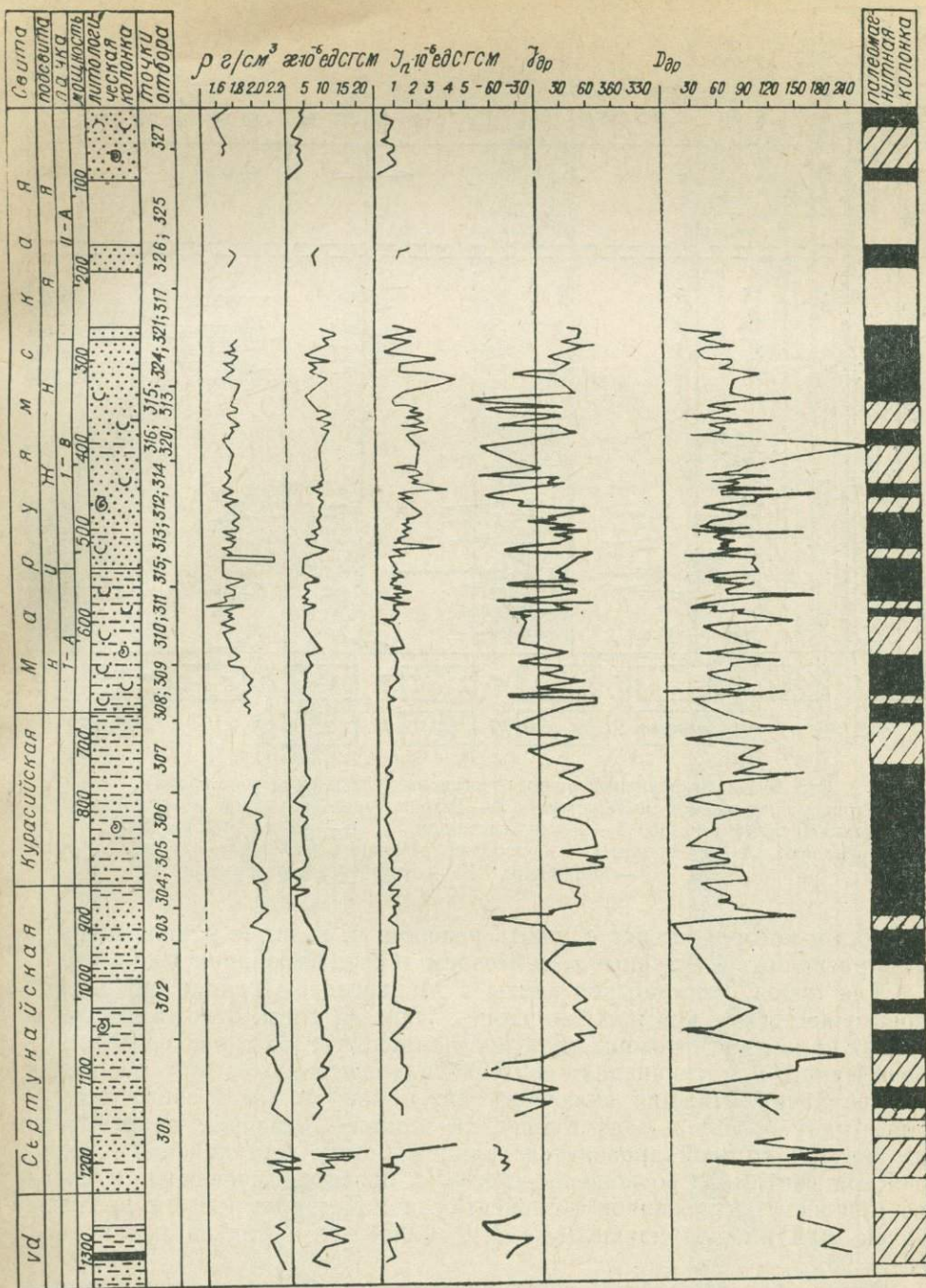


Рис. 5. Палеомагнитный разрез неогеновых отложений (р. Кринка). Условные обозначения см. на рис. 6

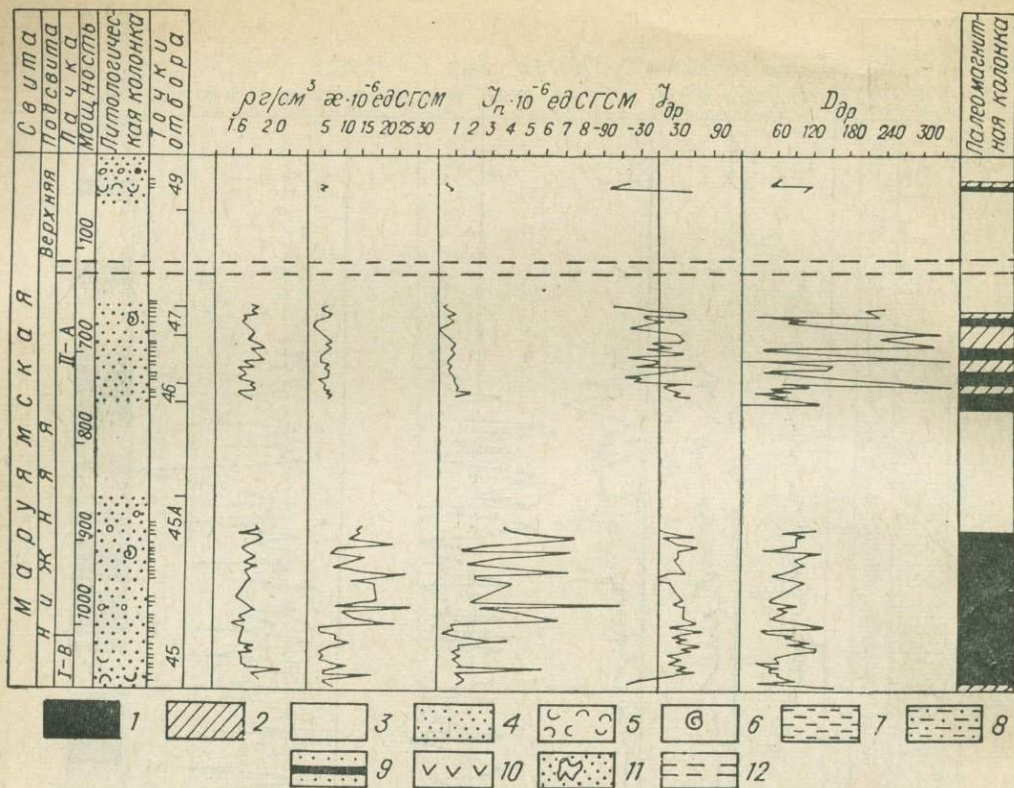


Рис. 6. Палеомагнитный разрез неогеновых отложений (р. Горная)

1 — N-зона (зона прямой полярности), 2 — R-зона (зона обратной полярности), 3 — неизученная часть разреза, 4 — пески, песчаники, 5, 6 — фауна моллюсков, 7 — глины, аргиллиты, 8 — алевролиты, 9 — прослой каменного угля, 10 — туфы, туффиты, пеплы, 11 — конкреции, 12 — отсутствие информации

лярности, которая может служить репером, т. к. выше и ниже по разрезу расположены крупные магнитозоны обратной полярности.

Для пород сертунайской свиты в Макаровском районе характерна преимущественно прямая полярность. Нижняя треть отложений свиты содержит две магнитозоны обратной полярности. По характеру преимущественного намагничивания сертунайская свита может быть разделена на две пачки. Нижняя включает одну N-зону и две R-зоны, а верхняя — одну N-зону и одну R-зону, а также большую часть N-зоны, внутри которой проводится граница между сертунайской и курасийской свитами. Соотношение прямо- и обратномагнитченных пород по мощности, выраженное в процентах, демонстрирует резкое различие пачек: для нижней пачки (sr_1) N:R=50:50, для верхней пачки (sr_2) N:R=95:5.

Отложения курасийской свиты захватывают верхнюю часть большой магнитозоны прямой полярности, нижняя часть которой относится к сертунайской свите. Отношение N:R для свиты $\approx 2:1$.

Литологическая граница между курасийской и маруямской свитами по палеомагнитным данным не выделяется и проходит внутри зоны прямой полярности.

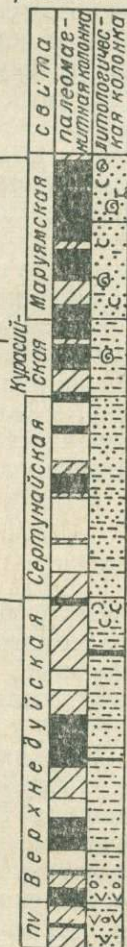
Выше по разрезу характер чередования магнитозон сравнительно равномерный, N:R $\approx 1:1$.

Часть разреза, включающая самые нижние слои первой пачки нижнемаруямской подсвиты, всю курасийскую свиту и верхнюю пачку сер-

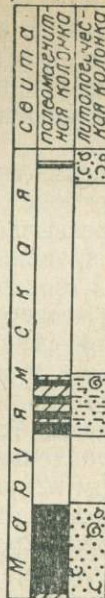
р. Кринка



р. Шахтная



р. Горная



Макаровский опорный разрез

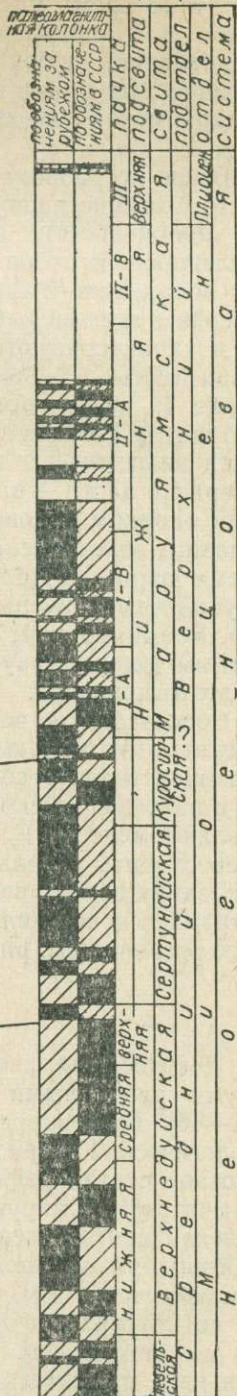


Рис. 7. Схема корреляции неогеновых отложений (составил В. И. Ремизовский).
Условные обозначения см. на рис. 6

тунайской свиты, выделяется автором в Макаровскую суперзону прямой полярности — Макаровский супермагнетем, который включает 5 магнитозон прямой и 4 — обратной полярности с соотношением $N:R=3:1$, в то время как выше по разрезу $N:R \cong 1:1$, а ниже по разрезу $N:R=1:4$. Породы первой и второй пачек нижнемаруямской подсвиты представляют собой сравнительно равномерное чередование слоев, намагниченных прямо и обратно. Подстилающие слои третьей пачки нижнемаруямской подсвиты намагничены по направлению современного поля.

Выше по разрезу маруямской свиты в изученных обнажениях имеют место большие пропуски в отборе образцов, вызванные либо отсутствием обнаженности, либо чрезвычайно слабой уплотненностью пород, исключая отбор ориентированных образцов. Здесь изучены только три обнажения (см. рис. 6). Обнажения 46 и 47 по р. Горной относятся к верхам третьей или низам четвертой пачки нижнемаруямской подсвиты и характеризуются частой сменой полярности на небольших интервалах (четыре N-зоны, четыре R-зоны, 7 инверсий). А часть обнажения 49 по р. Горной представлена слоями, содержащими характерную фауну *Fortipecten takahashii* Yok. Породы этих отложений в нижней части намагничены по направлению современного геомагнитного поля, в верхней части — в обратном направлении. Таким образом, в Макаровском опорном районе в отложениях, содержащих фауну *Fortipecten takahashii*, запечатлена инверсия древнего геомагнитного поля. В то же время южнее, в Долинском районе (р. М. Такой), слои с аналогичной фауной намагничены обратно, а еще южнее, в Анивском районе (рр. Владимировка, Бачинская), — прямо. Таким образом, по палеомагнитным данным фауна *Fortipecten takahashii* содержится в разновозрастных отложениях.

Сопоставление частных палеомагнитных разрезов с мировыми палеомагнитными шкалами затруднено по двум причинам: а) каждый разрез представляет собой часть объема неогена и лишен верхней части; б) в разрезах имеются неизученные части, которые в сумме хоть и составляют менее 10% всего разреза, но каждая из них по объему может превосходить отдельную палеомагнитную зону, в связи с чем пропуск последних вполне вероятен. Это обстоятельство частично или полностью устраняется составлением сводного палеомагнитного разреза для данного региона (см. рис. 7).

Возрастные оценки

Построенный сводный палеомагнитный разрез был сопоставлен с двумя различными геохронологическими палеомагнитными шкалами [44—46]. При корреляции учитывалось следующее: а) относительный геологический возраст изучаемых стратиграфических подразделений (Все-союзное стратиграфическое совещание 1974 г. в г. Петропавловске-Камчатском): маруямская свита — плиоцен — верхний миоцен, кура-сийская свита — верхний-средний миоцен, верхнедуйская свита — средний-нижний миоцен; б) использование принципа Пенькова, который заключается в том, что корреляция палеомагнитных разрезов проводится по интервалам преимущественного намагничивания, т. е. практически по эпохам [24]. На некорректность сопоставления разрезов по отдельным палеомагнитным событиям (event) указывали Меннер и др. [23], ссылаясь на работы итальянского специалиста Бонадонны.

В результате вышеназванного сопоставления получены два близких варианта оценок вероятных возрастных границ стратиграфических подразделений (табл. 7). Определена их временная протяженность и вычислены скорости осадконакопления в миллиметрах за 1000 лет. Все

Таблица 6

Магнитные и палеомагнитные характеристики пород по разрезам

Палео-магн. зоны	п	ρ	χ	I _n	Q	D _{ср}	J _{ср}	K	Палео-магн. зоны	п	ρ	χ	I _n	Q	D _{ср}	J _{ср}	K	Палео-магн. зоны	п	ρ	χ	I _n	Q	D _{ср}	J _{ср}	K			
										р. Горная										р. Кринка									
									Г-1	4	1,62	5	0,50	0,20	65	-65	23	К-1	4	1,73	5	0,7	0,28	68	19	15			
									Г-2	4	1,62	4	0,74	0,37	117	46	67	К-2	6	1,77	4	0,84	0,42	83	-22	7			
									пропуск										К-3	1	-	2	0,30	0,30	79	23	-		
									Г-3	3	1,86	5	0,55	0,22	223	-39	6	К-4	3	1,82	9	1,70	0,38	52	39	93			
									Г-4	4	1,80	6	0,85	0,28	47	47	5	пропуск											
									Г-5	4	1,80	3	0,47	0,31	8	-39	2	К-5	15	1,82	14	3,14	0,45	58	40	15			
									Г-6	5	1,88	6	0,88	0,20	37	46	7	К-6	9	1,86	10,5	2,34	0,44	103	-43	5			
									Г-7	4	1,92	4	0,81	0,40	125	-40	5	К-7	5	1,79	12	2,73	0,45	65	31	5			
									Г-8	5	1,44	6	0,76	0,55	51	29	5	К-8	5	1,80	12	2,21	0,37	77	-44	5			
									Г-9	3	1,82	4	0,91	0,46	84	-42	7	К-9	3	1,80	10	2,07	0,41	90	21	6			
									Г-10	6	1,80	6	1,22	0,40	58	47	5	К-10	6	1,82	12	2,40	0,40	104	-38	6			
									пропуск										К-11	18	1,84	8,5	1,80	0,42	68	38	12		
									Г-11	46	1,79	11	1,83	0,33	84	45	8	К-12	3	1,77	11	2,35	0,43	102	-28	3			
									Г-12	1	1,94	8	1,94	0,48	157	-37	-	К-13	15	1,82	7,5	1,15	0,30	78	36	11			
									пропуск										К-14	3	1,68	5	0,86	0,34	119	-28	3		
									пропуск										К-15	7	1,79	6	1,12	0,37	54	42	6		
									пропуск										К-16	10	1,80	8	1,09	0,27	113	-21	6		
									пропуск										К-17	7	1,98	6	0,98	0,33	81	27	6		
									Кор-1	1	2,14	10	2,60	0,52	132	-48	-	К-18	2	1,98	5,5	0,81	0,29	125	-35	-			
									Кор-2	18	2,06	6,5	1,57	0,46	50	36	10	К-19	3	1,97	5	0,88	0,35	42	56	3			
									пропуск										К-20	4	-	5	0,80	0,16	111	-26	8		
									пропуск										К-21	29	2,04	5,5	0,84	0,30	69	42	26		
									пропуск										К-22	1	-	5	0,63	0,50	144	-62	-		
									пропуск										К-23	5	2,08	8	1,07	0,27	24	18	5		
									пропуск										К-24	2	2,08	8	1,33	0,33	86	44	-		
									пропуск										К-25	4	2,21	10	0,89	0,18	33	41	9		
									пропуск										К-26	3	2,20	8	1,40	0,48	191	-49	2		
									пропуск										К-27	3	2,20	8	0,92	0,12	44	18	3		
									пропуск										К-28	1	2,40	5	1,34	0,55	129	-39	-		
									пропуск										К-29	10	2,18	43	24,0	1,10	167	-57	11		
									пропуск										К-30	7	2,23	10	0,80	0,16	179	-58	9		
р. Шахтная																													
Ш-1	3	1,79	25	7,44	0,60	120	-47	2																					
Ш-2	30	1,78	9	2,60	0,58	62	38	14																					
Ш-3	4	1,80	6	1,13	0,44	97	-6	118																					
Ш-4	18	1,68	5	0,98	0,39	69	31	14																					
Ш-5	4	1,65	4	0,73	0,36	138	-61	3																					
Ш-6	6	1,80	3	0,80	0,53	51	36	16																					
Ш-7	1	1,95	3	0,62	0,41	46	-54	-																					
Ш-8	7	1,93	7	3,07	0,88	46	58	6																					
Ш-9	9	2,13	6,5	1,08	0,33	137	-43	6																					
Ш-10	5	2,02	4	1,05	0,53	125	53	3																					
Ш-11	3	1,98	7	1,28	0,37	59	32	-																					
Ш-12	4	2,16	7	1,42	0,41	91	-36	16																					
Ш-13	5	1,89	8,5	1,28	0,29	54	44	5																					
Ш-14	2	-	4,5	4,12	1,60	55	-31	-																					
Ш-15	1	2,51	9	0,63	0,14	68	-42	-																					
Ш-16	8	2,59	44	8,63	0,39	156	-62	26																					
Ш-17	2	2,04	5	1,55	0,62	46	51	-																					
Ш-18	20	2,23	11	1,41	0,26	154	-44	6																					
Ш-19	12	2,26	14	0,92	0,13	157	-61	8																					
Ш-20	12	2,47	36	1,05	0,06	20	49	13																					
Ш-21	9	2,36	44	0,85	0,04	194	-47	5																					
Ш-22	11	2,19	18	0,77	0,09	20	54	4																					
Ш-23	1	-	1	0,11	0,22	224	21	-																					
Ш-24	5	2,19	13	1,21	0,02	41	-24	7																					
Ш-25	3	1,94	9	1,34	0,03	40	27	63																					
Ш-26	10	2,14	9,5	0,59	0,01	103	-27	4																					
Ш-27	2	2,24	4	0,33	0,17	34	44	-																					
Ш-28	2	2,32	8	1,20	0,30	72	-36	-																					

Примечание. Построение таблицы соответствует схеме корреляции разрезов.

Оценка возраста стратиграфических подразделений и их временной протяженности в млн. лет

Границы стратиграфических подразделений	Варианты сопоставления		Временная протяженность			Скорость осадко-накопления в мм за 100 лет
	Theyer, Hammond [45, 46] (I вариант)	La Brecque et al [44] (II вариант)	I вариант	II вариант	в среднем	
Кровля mg_1^{1b}	9,3	8,7	1,9	2,4	2,15	120
« mg_1^{1a}	11,2	11,1	1,6	1,3	1,45	125
« kg	12,8	12,4	1,2	1,0	1,10	145
« sg	14,0	13,4	1,5	1,3	1,40	250
« vd_3	15,5	14,7	0,5	0,6	0,55	180
« vd_2	16,0	15,3	1,2	1,0	1,10	145
« vd_1	17,2	16,3	3,8	3,7	3,75	80
« ch	21,0	20,0	—	—	—	—

возрастные оценки следует считать предварительными до получения определений абсолютного возраста пород.

Сравнительный анализ полученных результатов со схемами других авторов, а также со стратиграфическими схемами Всесоюзных совещаний (1959 г. в г. Охе и 1974 г. в г. Петропавловске-Камчатском) сделан после введения временного масштаба (с известной долей условности) в указанные схемы (табл. 8). При этом за основу были приняты следующие возрастные оценки: плиоцен—2—5, верхний миоцен—1—11,5, средний миоцен—11,5—15,5, нижний миоцен—15,5—24 млн. лет., которые представляют собой средние значения величин, приведенных в докладе Ф. Тейера, К. Мато, С. Хаммонда на I Международном конгрессе по стратиграфии Тихоокеанского неогена и данных работы [47]. Таким образом, объемы всех стратиграфических подразделений на схеме отражают время их формирования в абсолютном исчислении.

В схеме, принятой на совещании в 1974 г., изменен объем свит и удревлен их возраст по сравнению со схемой совещания 1959 г. [30]. В приведенной схеме (см. табл. 8) объем нижних двух пачек маруямской свиты почти полностью совпадает по объему с первым горизонтом маруямской свиты в схеме, утвержденной на совещании 1974 г., где было принято расчленение свиты на 4 горизонта по Л. С. Жидковой [12]. Объем курасийской свиты в приведенной схеме почти в два раза меньше, чем в схеме 1974 г. Объем сертунайской свиты также в два раза меньше; подошва свиты проводится в низах среднего миоцена. И, наконец, объем верхнедуйской свиты по палеомагнитным данным в 2,5 раза больше, чем в схеме 1974 г.

В работах различных авторов, опубликованных после совещания 1974 г., прослеживаются две тенденции: дальнейшее удревление сертунайской и верхнедуйской свит и увеличение их объемов (абсолютного времени формирования). Наиболее близки к нашим результатам данные работ М. А. Ахметьева [2], Л. И. Фотьяновой и М. Я. Серовой [36].

По оценке М. А. Ахметьева, возрастной предел флоры средней и верхней части верхнедуйской свиты ограничивается гелльветом. Таким образом, дается возрастная оценка границы верхнедуйской и сертунайской свит. Граница условная и проходит где-то в средней части миоцена.

Более надежные возрастные оценки даны в работе Л. И. Фотьяновой и М. Я. Серовой. Они получены опосредствованным образом: во-пер-

вых, путем сравнения термофильных флор верхнедуйской свиты Западного Сахалина и формации Дайсима Японии; во-вторых, обнаружения в верхней части сертунайской свиты вида *Globorotalia linguaensis* Bolli бентоносных фораминифер, общих для формации Нисикурава Японии. Таким образом, эти авторы вышли на шкалу Берггрена [39, 40] и зоны Блоу [41], что позволило им установить (с известной долей неоп-

Таблица 8

Временные объемы неогеновых свит
Макаровского района

Отдел	Подотдел	Схема 1959 г.	Схема 1974 г.	Ремизовский В. И.	Фотьянова Л. И., Серова М. Я. [36]	Ахметьев М. А. [2]	
Миоцен	верхний		mr ⁴				
			mr ³				
			mr ²				
			mr ¹		mr ^{1b}		
		sr	kr	mr ^{1a}			
	средний	vd	sr	kr		sr	sr
			vd	sr			vd
			^ ch				
	нижний		nv	vd		vd	
			nl				

ределенности) временные границы сертунайской и верхнедуйской свит.

Эти данные были получены Л. И. Фотьяновой и М. Я. Серовой для Александровского района. Чтобы показать временную близость отложений верхнедуйской свиты Александровского и Макаровского районов, было проведено сравнение трех кривых (рис. 8). Первая — палеотемпературная кривая Berggren и Van Couvering [40], вторая — палеотемпературная кривая Л. И. Фотьяновой [35], третья — представляет собой кривую сигнала, отражающего изменение фауны моллюсков по разрезу неогена Макаровского района. Третья кривая построена на основе фактического материала, собранного по литературным источникам [9, 10, 25, 30]. Всего было рассмотрено 126 видов моллюсков. Определения до рода не использовались. Общая методика построения подобных кривых изложена в работе А. С. Девдариани [11]. Дать количественную оценку конкретному виду на основе указанных источников невозможно,

поэтому при вычислениях учитывалось только его наличие или отсутствие в отложениях.

Кривая полезного сигнала дает возможность диагностировать климатический оптимум с известной долей неопределенности, которая обусловлена тем, что отдельные виды даются в составе комплексов, характеризующих в каждом случае большие объемы стратиграфических подразделений (например, «В средней части разреза распространены:...»

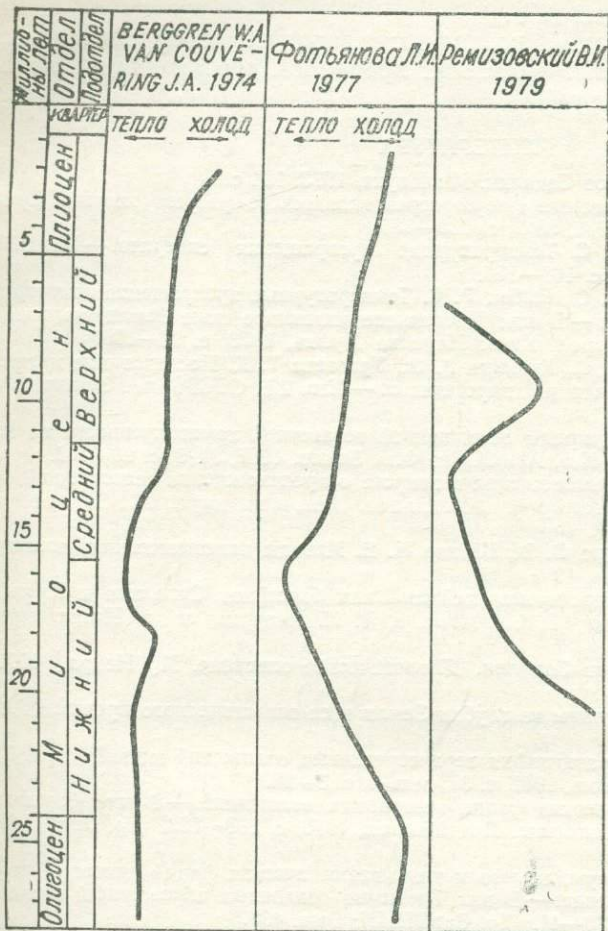


Рис. 8. Сопоставление палеотемпературных кривых с кривой изменения фауны моллюсков

или «Фауна подсвита имеет следующий состав...» [9] и т. п.). Тем не менее, на кривой полезного сигнала имеется характерный для климатического оптимума пик, очевидно, соответствующий аналогичному пику на других кривых. Это обстоятельство позволило сравнивать построения автора данной статьи со схемой Л. И. Фотьяновой и М. Я. Серовой.

Для Макаровского супермагнетема ($N_1^1 - N_2^1$) вычислены координаты северного палеомагнитного полюса:

Зона	n	D_{cp}	J_{cp}	φ	λ	K	α_{95}	Φ	L	Θ_1	Θ_2
N	17	42°	46°	49°	143°	22	5	52	252	7	4
R	35	144°	-49°	49°	143°	16	9	57	357	11	8

Выводы

Неогеновые отложения, развитые в Макаровском районе, пригодны для проведения палеомагнитно-стратиграфических исследований несмотря на то, что породы в основном намагничены слабо.

Палеомагнитные исследования неогеновых отложений Макаровского района дали возможность провести корреляцию с мировыми палеомагнитными шкалами и в конечном итоге оценить возраст границ стратиграфических подразделений [29].

Результаты исследований позволяют проводить межрегиональные корреляционные построения с оценкой временной протяженности стратиграфических подразделений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров С. М. Остров Сахалин. М.: Наука, 1973. 184 с.
2. Ахметьев М. А. Ископаемые флоры стратотипического разреза неогена Среднего Сахалина. — Сов. геол., 1976, № 2, с. 130—136.
3. Багин В. И., Рыбак Р. С. Температурные превращения сидерита. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1970, № 6, с. 101—107.
4. 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. 90—103.
5. Багин В. И., Гендлер Т. С., Кузьмин Р. Н., Уразаева Т. К. Исследование магнитных свойств продуктов дегидратации гидрогетитов. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1978, № 7, с. 63—76.
6. Багина О. Л. Оценка природы естественной остаточной намагниченности по коэффициенту переосаждения. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1968, № 8, с. 99—103.
7. Багина О. Л. Метод переосаждения в вопросе о происхождении естественной остаточной намагниченности: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. М., 1968. 15 с. В надзаг.: Моск. ун-т им. М. В. Ломоносова.
8. Белоконов В. И., Кочегура В. В., Шолпо Л. Е. Методы палеомагнитных исследований горных пород. Л.: Недра, 1973. 247 с.
9. Биофациальные особенности мезо-кайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов /Л. С. Жидкова, Г. С. Машаков, Т. И. Неверова и др. Новосибирск: Наука, 1974. 152 с.
10. Геология СССР. Остров Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра, 1970, т. 33. 431 с.
11. Девдариани А. С. Сигналы из глубин Земли и ее геологического прошлого. М.: Недра, 1974. 104 с.
12. Жидкова Л. С. Биостратиграфия верхнетретичных отложений южной части Сахалина. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1962, т. 37, вып. 4, с. 3—28.
13. Ильев А. Я. Геохимические фации неогеновых отложений. — В кн.: Геохимия осадочных образований юга Сахалина. Владивосток, 1976, с. 108—123. (Тр. СахКНИИ; Вып. 43).
14. Ильев А. Я. Формы серы, железа и типы геохимических фаций палеоген-неогеновых образований юга Сахалина. — В кн.: Геохимия осадочных образований юга Сахалина. Владивосток, 1976, с. 30—41. (Тр. СахКНИИ; Вып. 43).
15. Кириллов В. М. Палеомагнитно-стратиграфическое исследование угленосности толщ Кузбасса: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1971. 25 с. В надзаг.: СО АН СССР. Ин-т земной коры.
16. Кириллов В. М., Апарин В. П. О влиянии процесса бурения на остаточную намагниченность керна осадочных пород. — Геол. и геофиз., 1972, № 3, с. 125—132.
17. Киселев В. М., Апарин В. П. Магнетизм пород, обожженных подземными пожарами на угольных месторождениях Кузбасса. — Геол. и геофиз., 1977, № 2, с. 121—128.
18. Кочегура В. В. Палеомагнитная корреляция неогеновых эффузивных комплексов Дальнего Востока. — В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Красноярск: Изд. СО АН СССР, 1963, с. 291—302.
19. Кристаллическая структура и магнитные свойства гидроокиси железа в процессе дегидратации. Материалы VIII конф. по постоянному геомагн. полю и палеомагнетизму /А. Я. Власов, Г. В. Лосева, В. Н. Мурашко и др. Киев: Наукова Думка, 1970, ч. 1, с. 40—42.
20. Линькова Т. И., Ремизовский Р. И., Ремизовский В. И. Роль палеомагнитных исследований в разработке стратиграфической шкалы кайнозоя Северо-Востока Азии. — В кн.: Геологические исследования на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1975, с. 109—119. (Тр. СВКНИИ; Вып. 68).
21. Линькова Т. И. Значение палеомагнитного метода в стратиграфии. — В кн.: Континентальные третичные толщ Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979, с. 150—153.

22. Мельников О. А., Захарова М. А. Кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Сахалина. М.: Наука, 1977. 234 с.
23. Меннер В. В., Невеская Л. А., Габуния Л. К., Носовский М. Ф. Проблемы стратиграфии неогена Средиземноморья.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1976, т. 51, №5, с. 8—19.
24. Пеньков А. В. Некоторые принципы палеомагнитной корреляции, применявшиеся при исследованиях неогеновых толщ Южного Таджикистана. Материалы VIII конф. по постоянному геомагн. полю и палеомагнетизму. Киев: Наукова Думка, 1970, ч. 2, с. 109—122.
25. Ратновский И. И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра, 1969. 328 с.
26. Ремизовский В. И. Палеомагнитные исследования кернов Кавинско-Тауйской впадины.— В кн.: Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979, с. 121—125.
27. Ремизовский В. И., Мишаков Г. С. Использование кернов скважин с целью составления опорного палеомагнитного разреза (Северный Сахалин).— В кн.: Геофизические исследования земной коры. Магадан, 1976. с. 48—55. (Тр. СВКНИИ; Вып. 76).
28. Ремизовский Р. И. Опорный палеомагнитный разрез кавранских отложений Камчатки (средний — верхний миоцен): Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1977. 18 с. В надзаг.: СО АН СССР, ИГиГ.
29. Ремизовский Р. И., Ремизовский В. И., Линькова Т. И. Корреляция неоген-четвертичных отложений Камчатки, Сахалина и Тихого океана.— В кн.: Стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеанского кольца: Тез. докл. XIV ТНК, секция VIII, подсекция кайнозой, М., 1979, т. 2, с. 101—102.
30. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 22 с.
31. Сулудинов Р. М. Влияние наклона пласта на направление вектора естественной остаточной намагниченности горных пород.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Южного Урала. Уфа, 1975, с. 91—92.
32. XIV Тихоокеанский научный конгресс. Путеводитель экскурсий по туру VI/Б. А. Сальников, А. Д. Архипова, Н. Я. Брутман и др. Хабаровск; Южно-Сахалинск, 1979. 32 с.
33. Третьяк А. Н. Магнитные параметры мономинеральных ферромагнитных фракций. Материалы VIII конф. по постоянному геомагн. полю и палеомагнетизму. Киев: Наукова Думка, 1970, ч. 1, с. 185—189.
34. Тропин Ю. Д., Коваленко Г. В. Магнитная анизотропия осадочных пород и палеомагнетизма. Метод определения ошибки наклона, вызванной магнитной анизотропией.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1966, № 8, с. 74—82.
35. Фотьянова Л. И. Кайнозойские флоры и климат Северной Пацифики.— В кн.: Ископаемая флора и фауна Дальнего Востока и вопросы стратиграфии фанерозоя. Владивосток, 1977, с. 66—85.
36. Фотьянова Л. И., Серова М. Я. О стратотипах верхнедуйской и сертунайской свит Сахалина (флора, фораминиферы и обоснование возраста).— Бюл. МОИП, отд. геол., 1977, т. 52, вып. 1, с. 56—72.
37. Храмов А. Н., Шолом Л. Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 251 с.
38. Шило Н. А., Файнберг Ф. С. Основные задачи палеомагнитной стратиграфии позднего кайнозоя на Северо-Востоке Азии.— В кн.: Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя Севера Дальнего Востока. Магадан, 1970, с. 3—15. (Тр. СВКНИИ; Вып. 37).
39. Berggren W. A. A Cenozoic time — scale — some implications for regional geology and paleobiogeography. *Lethaia*, 1972, v. 5, N. 2, p. 195—215.
40. Berggren W. A., Van Couvering J. A. The late Neogene. Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.* 1974, v. 16, N. 1/2. 216 p.
41. Blow W. H. Late Middle Eocene to recent planctonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. First Internat. Conf. on Planctonic Microfossils*, Geneva, 1969, v. 1, Leiden: E. J. Brill, p. 199—421.
42. Blow R. A., Hamilton N. Effect of compaction on the acquisition of a detrital remanent magnetization in fine — grained sediments. *Geophys. Roy. Astron. Soc.*, 1978, v. 52, N. 1, p. 13—23.
43. Dunlop D. J., Stirling J. M. Hard viscous remanent magnetization (VRM) in fine — grained hematite. *Geophys. Res. Lett.*, 1977, v. 4, N. 4, p. 163—166.
44. LaBrecque J. L., Kent D. V., Cande S. C. Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. *Geology*, 1977, v. 5, N. 6, p. 330—335.
45. Theyer F., Hammond S. R. Cenozoic magnetic time scale in deep — sea cores: completion of the Neogene. *Geology*, 1974, v. 2, N. 10, p. 487—492.
46. Theyer F., Hammond S. R. Paleomagnetic polarity sequence and radiolarian zones, Brunhes to polarity epoch 20. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1974, 22, p. 307—319.
47. Vass D. World Neogene radiometric time-scale (estate to the beginning of 1976). *Geol. Pr. Spr.*, 1978, N. 70, p. 197—236.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ВРЕМЕННЫХ ОБЪЕМОВ НЕОГЕНОВЫХ СВИТ САХАЛИНА И КАМЧАТКИ

Проблема сопоставления неогеновых отложений различных районов северо-западной части Тихоокеанского пояса является весьма актуальной. Своеобразие геологического развития региона определяет трудности в построении корреляционных схем. Многие в этих вопросах, которые решались в основном методами биостратиграфии, остается еще невыясненным (например, корреляция неогеновых отложений Камчатки и Сахалина). Поэтому необходимо использование новых методов в стратиграфии. Одним из наиболее перспективных является палеомагнитный метод. Планетарный характер явлений земного магнетизма и прежде всего инверсий геомагнитного поля позволяет проводить детальное расчленение разрезов и их корреляцию — не только межрегиональную, но и в масштабе всей Земли.

Палеомагнитный метод, как и любой другой, имеет свои достоинства и недостатки [7, 13, 15, 17]. Поэтому любые стратиграфические построения должны базироваться на использовании результатов комплексных стратиграфических исследований. Примеров использования комплекса биостратиграфических методов на современном этапе много [6, 11, 19, 22, 24, 33, 36, 38]. Сочетание же физических и биостратиграфических методов только начинает применяться, хотя уже есть определенные результаты [10, 12, 14, 16, 21, 39, 40].

В данной работе наряду с результатами палеомагнитных исследований неогеновых отложений Сахалина и Камчатки широко использовался опубликованный биостратиграфический материал по расчленению и корреляции изучаемых разрезов [1—6, 8, 9, 11, 18, 19, 22—24, 27, 29—33, 35—37].

Палеомагнитные стратиграфические исследования неогеновых отложений проводились на Сахалине в Макаровском районе по рр. Кринке, Шахтной, Горной, Коралловке.

Неогеновые отложения Макаровского района слагают восточные отроги Камышового хребта с очень крутыми углами падения почти на восток. Выделенные в Макаровском районе свиты залегают без видимых перерывов с постепенными переходами; изученные разрезы в значительной степени дублируют друг друга, что очень важно для постановки палеомагнитных стратиграфических исследований.

В результате исследований в изученных разрезах выделены зоны прямой и обратной полярности и построен сводный палеомагнитный разрез, который охватывает отложения верхнедуйской, сертунайской, курасийской и маруямской свит*.

Отложения подугленосной и угленосной подсвит верхнедуйской свиты характеризуются равномерным чередованием магнитозон различной

* См. статью В. И. Ремизовского «Палеомагнитно-стратиграфические исследования неогеновых отложений Макаровского района о. Сахалин» в настоящем сборнике.

полярности, отложения надугленосной подсвиты намагничены в основном обратно. Выше по разрезу нижняя треть сертунайской свиты также намагничена против современного геомагнитного поля. Верхняя часть свиты включает две большие (по мощности) магнитозоны прямой полярности, разделенные небольшой магнитозонной обратной полярности.

Стратиграфическая граница между сертунайской и вышележащей курасийской свитами не совпадает со сменой полярности древнего геомагнитного поля и проходит внутри магнитозоны прямой полярности. Курасийская свита намагничена преимущественно положительно с небольшой магнитозонной обратной полярности в средней части свиты.

Первый и второй горизонты нижнемаруямской подсвиты [34] характеризуются равномерным чередованием слоев, намагниченных прямо и обратно.

Неогеновые отложения Сахалина и Камчатки содержат горючие полезные ископаемые (нефть, газ, уголь) и имеют большое народнохозяйственное значение. Однако по ряду причин (тектоника, вулканизм, наличие нескольких палеобассейнов и т. д.) затруднено осуществление корреляционных построений и установление возраста тех или иных отложений. Применение физического метода при изучении этих отложений позволяет проводить детальные расчленения и корреляцию разрезов.

Более 10 лет лаборатория палеомагнетизма СВКНИИ проводит на Камчатке палеомагнитно-стратиграфические исследования. Комплекс изученных осадочных пород неогена Камчатки охватывает всю кавранскую серию; в меньшем объеме изучены отложения, перекрывающие и подстилающие данную серию.

Сводный палеомагнитный разрез неогена Камчатки охватывает снизу вверх кулувенскую, ильинскую, какертскую, этолонскую, эрмановскую и энемтенскую свиты [25, 26].

Хотя палеомагнитные исследования на Сахалине и Камчатке велись детально (отбор образцов в среднем проводился через каждые 5 м нормальной мощности), полностью исключить возможность пропуска магнитозон той или иной полярности нельзя. Такая возможность обусловлена следующими причинами: малой временной протяженностью отдельных палеомагнитных событий в неогене и наличием перерывов в осадконакоплении. Последнее обстоятельство побуждает некоторых палеомагнитологов осуществлять корреляцию разрезов по интервалам преимущественного намагничивания [20].

По изменению отношения между временными объемами N к R зон в разрезах Сахалина и Камчатки выделены интервалы преимущественного намагничивания:

положительные — N (Normal) $N:R \geq 2:1$;

отрицательные — R (Reversal) $N:R \leq 1:2$;

знакопеременные — E (Equal) $N:R \approx 1:1$.

Схема сопоставления временных объемов неогеновых свит Сахалина и Камчатки (см. рисунок) построена на основе корреляции с мировыми палеомагнитными шкалами [40—43] при использовании интервалов преимущественного намагничивания. Так, время формирования эрмановской свиты, по данным автора, должно быть отнесено к верхам верхнего миоцена, причем верхний предел эрмановского времени близок к границе миоцен-плиоцена (5,5 млн. лет).

Курасийское время Сахалина на предлагаемой схеме соответствует средней части какертского времени Камчатки. Такой вывод не противоречит представлению Ю. Б. Гладенкова, М. Я. Серовой, В. Н. Сипельниковой и др. [6, 11, 36]. Однако полного совпадения времени формирования какертской и курасийской свит нет. Наиболее близкие к нашим результатам рубежи этих свит даны в работе М. Я. Серовой [28].

Начало формирования какертской свиты Камчатки приходится на

середины сертунайского времени Макаровского района Сахалина.

Время формирования ильинской свиты Камчатки соответствует времени формирования верхней части верхнедуйской и нижней части сертунайской свит Сахалина. Этот вывод несмотря на отсутствие полной

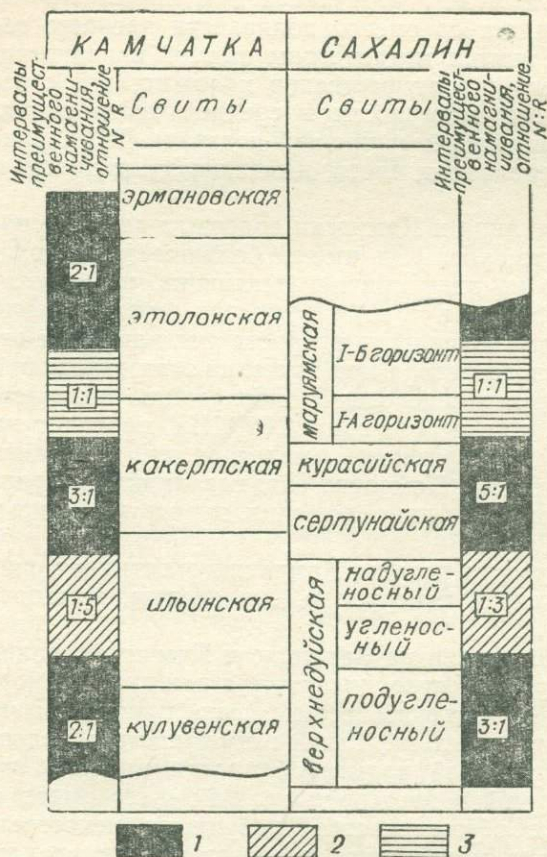


Схема корреляции неогеновых свит Сахалина и Камчатки
1 — интервал преимущественно прямой полярности, 2 — интервал преимущественно обратной полярности, 3 — интервал приблизительно равного соотношения суммарных объемов прямо- и обратнанамагниченных зон

аналогии между сертунайскими свитами Макаровского и Александровского районов соответствует представлениям М. Я. Серовой и Л. И. Фотьяновой [11, 35, 36].

Предлагаемый вариант сопоставления, основанный на результатах палеомагнитно-стратиграфических исследований, позволяет проводить более уверенную корреляцию палеомагнитных разрезов и не противоречит принятым схемам корреляции, однако содержит и ряд отличий от утвержденной на МСК СССР в феврале 1976 г. схемы корреляции [27]. Для окончательного решения вопросов соотношения границ стратиграфических подразделений неогена Камчатки и Сахалина необходимы не только детальные биостратиграфические исследования стратотипических и опорных разрезов, но и определения абсолютного возраста изучаемых отложений радиометрическими методами. К сожалению, для изученных отложений Сахалина их практически нет. По Камчатке имеется несколько определений — подборка А. И. Челебаевой [38] — возраста эффузивов, подстилающих корфовскую свиту. Разброс определений довольно широк (от 10 до 23,5 млн. лет). Наиболее достоверными представляются определения по сборам Р. И. Ремизовского — 13,8, 14,8 и 15 млн. лет [25], которые подтверждают предлагаемую схему корреляции.

1. Ахметьев М. А. Ископаемые флоры стратотипического разреза неогена Среднего Сахалина. — Сов. геол., 1976, № 2, с. 130—136.
2. Биофациальные особенности мезо-кайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов /Л. С. Жидкова, Г. С. Мишаков, Т. И. Неверова и др. Новосибирск: Наука, 1974. 252 с.
3. Брутман Н. Я. Палиностратиграфия кайнозойских отложений Сахалина. — В кн.: Палинология в СССР. М.: Наука, 1976, с. 99—102.
4. Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 733 с.
5. Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 432 с.
6. Гладенков Ю. Б. Морской верхний кайнозой северных районов. Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 313. 194 с.
7. Гладенков Ю. Б., Шанцер А. Е. Значение палеомагнитных данных для стратиграфии кайнозоя Центральной и Восточной Камчатки. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1978, т. 53, вып. 4, с. 35—41.
8. Друщиц Ю. Г., Синельникова В. Н., Фотьянова Л. И. Об объеме, палеонтологической характеристике и возрасте эрмановской свиты Камчатки. — ДАН СССР, 1970, т. 195, вып. 3, с. 672—675.
9. Жидкова Л. С. Биостратиграфия верхнетретичных отложений южной части Сахалина. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1962, т. 37, вып. 4, с. 3—28.
10. Казарина Г. Х., Демиденко Е. Л. Диатомовые и палеомагнитные зоны в осадках колонки ст. 4599 (Индийский океан). — В кн.: Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974, с. 83—93.
11. Корреляция неогена Сахалина, Камчатки, Японии и Калифорнии (по фораминиферам, моллюскам и флоре) /М. Я. Серова, В. Н. Синельникова, Л. И. Фотьянова и др. Бюл. МОИП, отд. геол., 1978, т. 53, вып. 3. 151 с.
12. Линькова Т. И. Палеомагнитная стратиграфия глубоководных донных осадков Тихого океана. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. Океанологические исследования. М.: Наука, 1976, № 29, с. 234—240.
13. Линькова Т. И. Значение палеомагнитного метода в стратиграфии. — В кн.: Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979, с. 121—125.
14. Линькова Т. И., Мухина В. В. К вопросу о связи инверсий магнитного поля Земли и микрофлористических изменений в глубоководных донных осадках. — Геол. и геофиз., 1975, № 1, с. 76—82.
15. Линькова Т. И., Ремизовский Р. И., Ремизовский В. И. Роль палеомагнитных исследований в разработке стратиграфической шкалы кайнозоя Северо-Востока Азии. — В кн.: Геологические исследования на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1975, с. 109—119. (Тр. СВКНИИ; Вып. 68).
16. Линькова Т. И., Мухина В. В., Ушакова Г. Г. Палеомагнитные и палеоботанические исследования донных осадков тропической области Тихого океана. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. Магадан, 1976, с. 141—153. (Тр. СВКНИИ; Вып. 76).
17. Линькова Т. И., Ремизовский В. И. Возможности и роль палеомагнитного метода в стратиграфии. — В кн.: Экосистемы в стратиграфии. Владивосток, 1980, с. 113—115.
18. Материалы межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М.: Гостоптехиздат, 1961. 340 с.
19. Мио-плиоцен Западной Камчатки /В. Н. Синельникова, Л. И. Фотьянова, А. И. Челебаева и др. Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 294. 280 с.
20. Пеньков А. В. Некоторые принципы палеомагнитной корреляции, применявшейся при исследованиях неогеновых толщ Южного Таджикистана. — В кн.: Материалы VIII конф. по постоянному геомагн. полю и палеомагнетизму. Киев: Наукова думка, 1970, ч. 2, с. 109—112.
21. Петрушевская М. Г., Линькова Т. И. К вопросу о связи радиоляриевых и палеомагнитных зон в донных осадках Индийского океана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 6, с. 18—23.
22. Ранний плиоцен Западной Камчатки (энемтенская свита) /В. Н. Синельникова, Л. А. Скиба, Л. И. Фотьянова и др. Тр. ГИН АН СССР, 1979, вып. 333. 238 с.
23. Ратновский И. И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра, 1969. 328 с.
24. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина /Н. А. Волошинова, Н. Я. Брутман, Л. С. Жидкова и др. — В кн.: Кайнозой Дальневосточных районов СССР. Л., 1978, с. 119—139.
25. Ремизовский Р. И. Опорный палеомагнитный разрез кавранских отложений Камчатки (средний — верхний миоцен): Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук, Новосибирск, 1977. 18 с. В надзаг.: СО АН СССР, ИГиГ.

26. Ремизовский Р. И., Ремизовский В. И., Линькова Т. И. Корреляция неоген-четвертичных отложений Камчатки, Сахалина и Тихого океана. — В кн.: Стратиграфия и палеобиогеография кайнозоя Тихоокеанского кольца: Тез. докл. XIV ТНК, секция VIII, подсекция кайнозой. М., 1979, т. 2, с. 101—102.

27. Решения межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке корреляционных и унифицированных схем меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов (4—7 июня 1974 г., г. Петропавловск-Камчатский). Постановление МСК и его подкомиссий. Л., 1977, вып. 17, с. 10—11.

28. Серова М. Я. Стратиграфия и фораминиферы неогена Камчатки. Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 323. 176 с.

29. Синельникова В. Н. К вопросу о возрасте энеметенской свиты Западной Камчатки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 1, с. 68—74.

30. Синельникова В. Н. Плиоцен Западной Камчатки. — В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1969, с. 63—65.

31. Синельникова В. Н. О возрасте какертской свиты (Западная Камчатка). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 9, с. 117—125.

32. Синельникова В. Н., Друщиц Ю. Г. Биостратиграфия кавранских и энеметенских отложений Западной Камчатки (миоцен — плиоцен). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 5, с. 101—109.

33. Синельникова В. Н., Серова М. Я., Скиба Л. А., Фотьянова Л. И. Развитие комплексов фауны и флоры в неогене Западной Камчатки. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1975, т. 50, вып. 1, с. 130—138.

34. XIV Тихоокеанский научный конгресс. Путеводитель VI тура /Б. А. Сальников, А. Д. Архипова, Н. Я. Брутман и др. Хабаровск; Южно-Сахалинск, 1979. 32 с.

35. Фотьянова Л. И. Кайнозойские флоры и климат Северной Пацифики. — В кн.: Ископаемая флора и фауна Дальнего Востока и вопросы стратиграфии фанерозоя. Владивосток, 1977, с. 66—85.

36. Фотьянова Л. И., Серова М. Я. О стратотипах верхнедуйской и сертунайской свит Сахалина (флора, фораминиферы и обоснование возраста). — Бюл. МОИП, отд. геол., 1977, т. 52, вып. 1, с. 56—72.

37. Челебаева А. И. Ископаемая флора залива Корфа и ее значение для стратиграфии неогена Камчатки: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. М., 1977. 28 с. В надзаг.: ГИН АН СССР.

38. Челебаева А. И. Миоценовые флоры Восточной Камчатки. М.: Наука, 1978, 156 с.

39. Berggren W. A., A Cenozoic time — scale — some implications for regional geology and paleobiogeography. *Lethaia*, 1972, 5, p. 195—215.

40. Berggren W. A., Van Couvering J. A. The late Neogene. Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. *Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology*, 1974, v. 16, N. 1/2, p. 216.

41. LaBrecque J. L., Kent D. V., Cande S. C. Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. *Geology*, 1977, v. 5, N. 6, p. 330—335.

42. Theyer F., Hammond S. R. Cenozoic magnetic time scale in deep — sea cores: completion of the Neogene. *Geology*, 1974, v. 2, N. 10, p. 487—492.

43. Theyer F., Hammond S. R. Paleomagnetic polarity sequence and radiolarian zones, Brunhes to polarity epoch 20. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1974, 22, p. 307—319.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД ОПОРНОГО РАЗРЕЗА СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ТРИАСА В СЕВЕРНОМ ПРИОХОТЬЕ

В настоящей статье изложены и проанализированы результаты изучения магнитных свойств пород, слагающих опорный разрез среднего и верхнего триаса по р. Второй Сентябрьской (Яно-Колымская структурно-фациальная область) [12].

Краткая геологическая характеристика разреза приводится ниже в соответствии с описанием, выполненным Ю. М. Бычковым [5].

Породы осадочной толщи, сформировавшейся в ладинском, карнийском и норийском веках, представлены морскими фациями — преимущественно темно-серыми и серыми аргиллитами, алевролитами. Иногда встречаются мелкозернистые песчаники. По всей осадочной толще найдено множество глинисто-карбонатных и фосфоритовых конкреций. В верхней части разреза (верхний норий) отмечается появление вулканогенного материала. В нижней части (ладинский ярус) наблюдается маломощная (55 см) субпластовая дайка диоритовых порфиринов, выше по разрезу — силлы. Секущие дайки магматических пород отмечаются в низах карнийского яруса и в верхней его части. В отложениях норийского яруса число даек увеличивается. Разрез заканчивается толщей монотисовых известняков мощностью около 10 м, в кровле интродуцированных мощным силлом. Залегание пород близко к моноклиальному, наклонение на юго-запад, углы падения 30—60°. Общая мощность отложений в разрезе около 1300 м.

Осадочная толща содержит значительное количество остатков ископаемых головоногих и двустворчатых моллюсков, в некоторых местах найдены брахиоподы. Обилие окаменелостей позволило Ю. М. Бычкову выделить в разрезе ряд местных биостратиграфических зон [5], принятых при составлении региональной стратиграфической схемы Северо-Востока СССР [12].

Верхний ладинский подъярус включает две зоны: *Nathorstites lenticularis* и *Nathorstites tenuis*.

В карнийском ярусе выделены:

а) нижний подъярус: зоны *Protrachyceras omkutchanicum*, *Protrachyceras seimkanense* и зона *Neosirenites pentastichus*;

б) верхний подъярус: зона *Sirenites yakutensis*.

В норийском ярусе выделены:

а) нижний подъярус: зона *Pinacoceras verchojanicum* и зона *Otapigia ussuriensis*;

б) верхний подъярус: зона *Monotis ochotica*.

Для палеомагнитных исследований отбирались ориентированные образцы осадочных пород из участков разреза, не несущих следов видимых изменений, и исключались приконтактные участки с дайками. Для сопоставления магнитных параметров были отобраны ориентированные образцы из дайки 1, размещающейся в ладинских отложениях, и из дайки 2 — в верхненорийских отложениях. В коллекцию ориентированных образцов входят также конкреции из карнийских и норийских отложений.

Интервал опробования в связи с разной степенью пригодности разреза для палеомагнитных исследований неодинаков. В отложениях ладинского и низах карнийского ярусов расстояние между точками отбора — 3—5 м, в верхней части оно увеличивается из-за присутствия даек и недоступности некоторых участков разреза. Ориентированные образцы взяты в 196 точках (как правило, основной штурф и дубликат).

При магнитометрических измерениях использовалась следующая аппаратура: астатический магнитометр МА-21, индукционный магнитометр ИОН-1, термомагнитометр, измеритель магнитной восприимчивости ИМВ-2, электронно-цифровой каппаметр. Максимальная чувствительность МА-21 $0,5 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, ИОН-1 $2 \cdot 10^{-8}$ ед. СГС, ИМВ-2 и электронно-цифрового каппаметра $1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Термомагнитометр, используемый при магнитометрических исследованиях, смонтирован на основе индукционного измерителя остаточной намагниченности, оснащенного немагнитной печью.

При выделении стабильной части естественной остаточной намагниченности применялись лабораторные установки стандартного типа для магнитной и температурной чисток [14]. Ферромагнитный состав определялся при помощи комплекса температурных исследований. Проводился термомагнитный анализ $I_{rs}(T)$, выполненный на термомагнитометре, а также параллельный нагрев двух групп образцов в установке для температурной чистки. В одной группе, образцы которой первоначально были намагничены до насыщения, фиксировались потери намагниченности при ступенчатом нагреве на каждые очередные 50°C . В другой определялись новообразования ферромагнетиков путем измерения I_{rs} образцов, намагничиваемых до насыщения после каждой ступени нагрева. Конечная температура достигала $550\text{--}700^{\circ}\text{C}$.

Кроме того, измерены магнитная восприимчивость и плотность пород по разрезу.

Для выделения стабильной намагниченности недостаточно провести только временную чистку. Поэтому 80% образцов были подвергнуты другим видам чисток: температурной с нагревом до $350\text{--}400^{\circ}\text{C}$ и магнитной. Максимальная амплитуда при размагничивании переменным магнитным полем составляла 500 Э.

Температурная чистка оказалась непригодной для исследуемых пород. Наличие большого количества сульфидов и сидерита в этих породах приводит при лабораторных нагревах к образованию нового ферромагнетика, фиксируемого увеличением остаточной намагниченности насыщения на четыре — пять порядков [2, 3]. На фоне новообразованного ферромагнетика трудно выявить небольшую по величине информативную часть естественной остаточной намагниченности (ЕОН). Поэтому наиболее удобным методом выделения стабильной части \vec{I}_n является чистка переменным магнитным полем.

Все осадочные породы и породы дайки 2 слабомагнитны, величина I_n колеблется от 0,1 до $4,5 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС (рис. 1), тогда как I_n пород дайки 1 заметно выше ($I_{n,cp} = 30 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС).

Величина магнитной восприимчивости χ на порядок больше величины естественной остаточной намагниченности, ее колебания по разрезу значительно больше колебаний I_n . Породы дайки 1 имеют повышенную χ ($70 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) по сравнению с довольно однородной магнитной восприимчивостью осадочных образований (от 10 до $20 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). Дайка 2 по магнитной восприимчивости не отличается от нижележащих отложений.

Плотность (ρ) осадочных образований изменяется от 2,55 до $3,1 \text{ г/см}^3$. При этом вверх по разрезу она несколько увеличивается. Намечается прямая зависимость между плотностью и магнитной восприим-

чивостью. Если верхнеладинские отложения имеют ρ 2,25—2,60 г/см³ и χ 11—13·10⁻⁶ ед. СГС, то для пород норийского возраста характерны плотность 2,75—2,84 г/см³ и магнитная восприимчивость 18—26·10⁻⁶ ед.

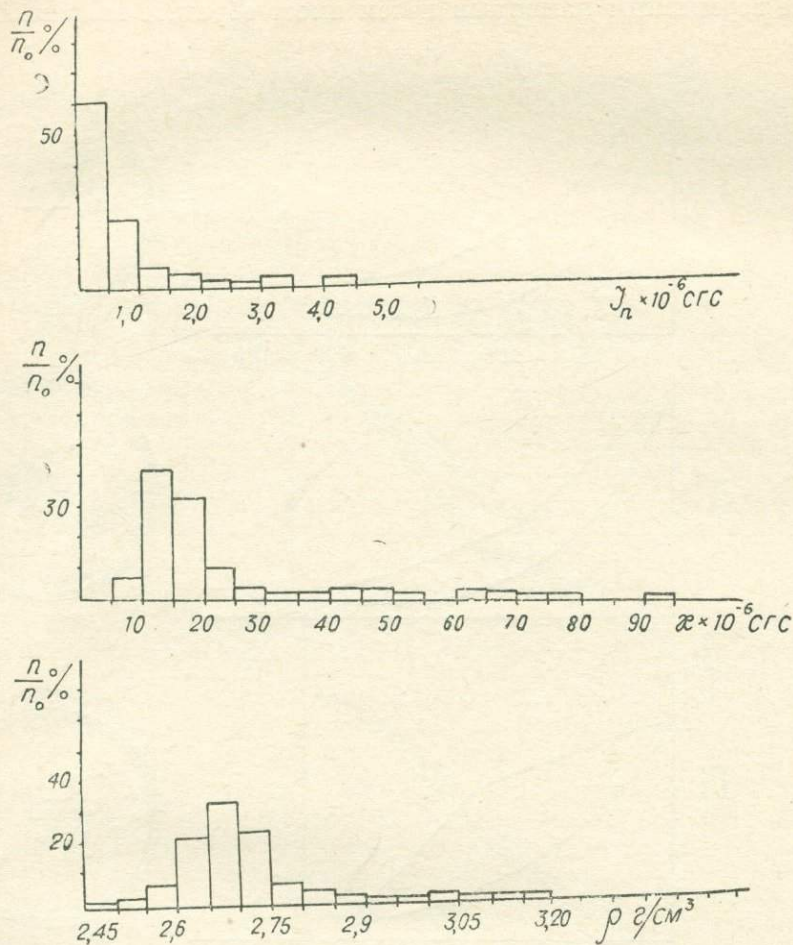


Рис. 1. Гистограммы распределения I_n , χ и ρ

СГС. Конкреции, отобранные в основном из отложений карнийского возраста, показали повышенные значения плотности (2,8—3,0 г/см³).

В ЕОН можно выделить две составляющие разной степени стабильности по отношению к переменному магнитному полю. Одна из них снимается в переменных магнитных полях с амплитудой 100—150 Э, вторая сохраняется при воздействии \tilde{H} с амплитудой 200—300 Э и выше.

Она составляет меньшую часть \vec{I}_n (10—40%) (рис. 2).

По направлению стабильной компоненты ЕОН все исследуемые породы можно разделить на три группы (табл. 1).

Группа I — направление \vec{I}_n располагается в первой четверти на стереопроециях как в современной, так и в древней системе координат, $K_{др} > K_{совр}$. Группа II — направление естественной остаточной намагниченности находится в первой четверти в современной системе координат и во второй четверти — в древней, $K_{др} < K_{совр}$. Группа III — направление \vec{I}_n располагается в третьей — четвертой четвертях в современной системе координат и в третьей — в древней, $K_{др} < K_{совр}$ (см. рис. 2). Это направление наиболее близко к современному магнитному полю Земли

в месте отбора. В группу II входят породы дайки 1, в группу III — породы дайки 2.

Кроме этих трех групп выделяются участки разреза, где ЕОН после чистки переменным магнитным полем имеет обратное направление.

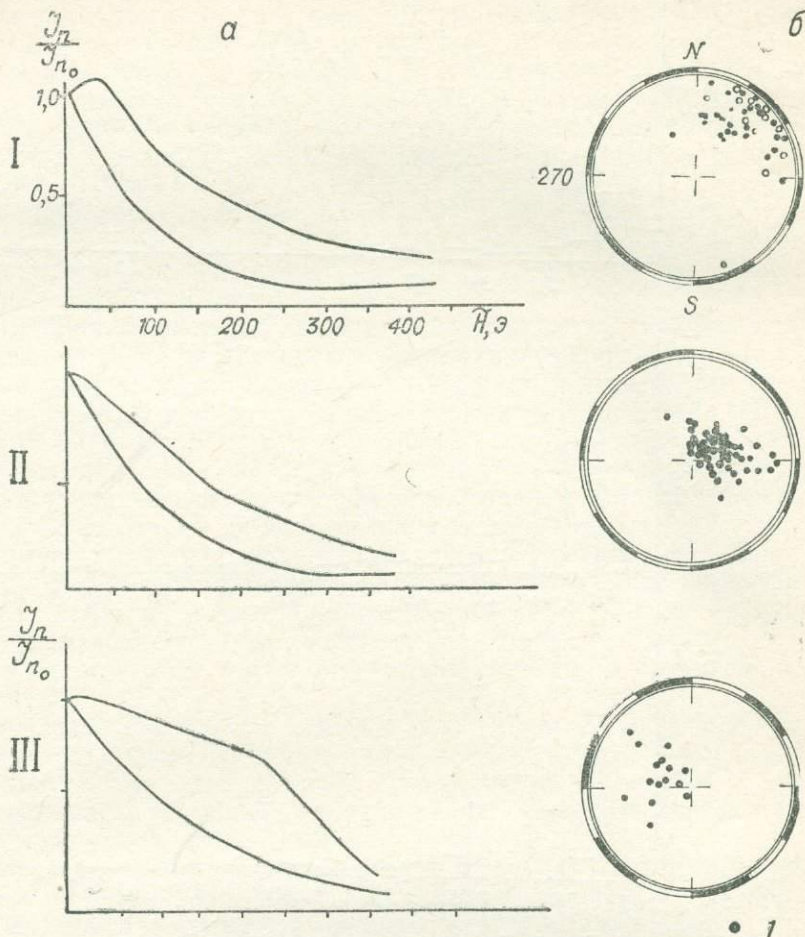


Рис. 2. Магнитные свойства

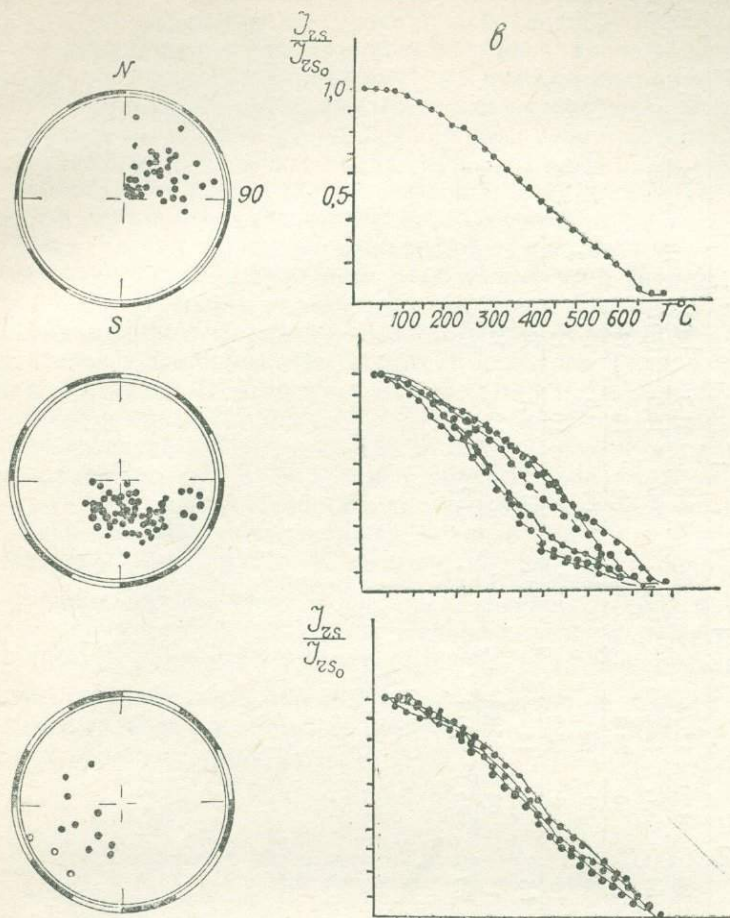
а — область размагничивания (между кривыми) I_n переменным магнит (левая стереопроекция) и древней (правая стереопроекция) системах анализ. Линиями обозначены

В результате термомагнитных исследований обнаружено несколько ферромагнитных фаз. Почти везде отмечается ферромагнетик, исчезающий при нагреве до 100—150°C. Выявляется ряд фаз в интервале 200—350°C. Все породы, независимо от принадлежности к той или иной группе, фиксируют наличие ферромагнетика, теряющего остаточную намагниченность насыщения в интервале температур 500—600°C.

Поведение ферромагнитных минералов при нагревах не показало заметного различия между тремя группами, намечаются лишь некоторые тенденции в характере экстремальных магнитных параметров. При нагреве от 20 до 300°C у пород III группы дополнительные магнитные фазы не образуются или образуются в небольших количествах. Для группы I отмечается спад остаточной намагниченности насыщения, в промежутке от 500 до 550°C соответствующий переходу в парамагнитное состояние. Все исследуемые породы показали значительный рост намагниченности насыщения при 500—550°C, причем новая ферромагнитная фаза появляется при 300—350°C. После нагрева до конечной темпера-

туры остаточная намагниченность насыщения возрастает на четыре — пять порядков.

По-видимому, выделяемая в процессе чистки переменным магнитным



о 2

пород по группам I, II, III

ным полем; б — распределение векторов I_n после Н-чистки в современной координат. 1 — прямое направление I_n , 2 — обратное; в — термомагнитные различные образцы

полем стабильная часть естественной остаточной намагниченности связана с высокотемпературным ферромагнетиком. Для него характерна потеря магнитных свойств в интервале от 500 до 600 $^{\circ}C$, что соответствует точкам Кюри магнетита и малотитанистого магнетита. Термомагнитный анализ и чистка переменным магнитным полем показывают, что количество этой ферромагнитной фазы незначительно (см. рис. 2).

Термомагнитные данные позволяют считать, что если исследуемая толща и прогревалась в некоторые периоды своей геологической истории, то температура при этом не была очень большой (не достигала 300 $^{\circ}C$); после прогрева должно было произойти массовое разложение железосодержащих минералов, наблюдаемое в лабораторных условиях.

Выделенная часть ЕОН, образующая три разные по направлению группы, содержит информацию об основных этапах геологической истории породы.

Группу I составляют, по-видимому, неизменные породы, сохранившие направление магнитного поля Земли со времени образования оса-

Палеомагнитные характеристики для разных групп пород

Ярус	Подъярус	I группа				II группа				III группа						
		n	$D \frac{\text{совр}}{\text{др}}$	$J \frac{\text{совр}}{\text{др}}$	$K \frac{\text{совр}}{\text{др}}$	$\alpha_{95^\circ} \frac{\text{совр}}{\text{др}}$	n	$D \frac{\text{совр}}{\text{др}}$	$J \frac{\text{совр}}{\text{др}}$	$K \frac{\text{совр}}{\text{др}}$	$\alpha_{95^\circ} \frac{\text{совр}}{\text{др}}$	n	$D \frac{\text{совр}}{\text{др}}$	$J \frac{\text{совр}}{\text{др}}$	$K \frac{\text{совр}}{\text{др}}$	$\alpha_{95^\circ} \frac{\text{совр}}{\text{др}}$
Ладинский	Верхний	18	$\frac{34}{55}$	$\frac{20}{54}$	$\frac{8,29}{9,17}$	$\frac{12,78}{12,08}$	28	$\frac{58}{153}$	$\frac{66}{60}$	$\frac{21,3}{16,3}$	$\frac{6,05}{6,97}$	10	$\frac{294}{242}$	$\frac{55}{45}$	$\frac{10,1}{7,2}$	$\frac{15,9}{19,3}$
	Нижний		3	$\frac{40}{40}$	$\frac{-23}{28}$	$\frac{20}{20}$		$\frac{28,3}{28}$	14	$\frac{84}{164}$	$\frac{59}{54}$		$\frac{14}{9,5}$	$\frac{11}{13,6}$	3	$\frac{261}{247}$
Карнийский	Верхний	15	$\frac{47}{61}$	$\frac{12}{55}$	$\frac{6}{9}$	$\frac{16,2}{14}$	9	$\frac{77}{182}$	$\frac{62}{61}$	$\frac{10}{9,1}$	$\frac{17}{21,2}$	3	—	—	—	—
	—		3	$\frac{45}{50}$	$\frac{-1}{39}$	$\frac{24}{25}$		$\frac{25,68}{25,19}$	8	$\frac{62}{168}$	$\frac{65}{59}$		$\frac{12}{11}$	$\frac{17}{17,4}$	—	—

дочной толщи. Стабильная намагниченность связана с титаномагнетитом ($T_c=500-550^\circ\text{C}$).

Породы группы II подверглись тектогенезу, происходившему после завершения формирования осадочной толщи. Он проявился в тектоническом перемещении горных пород и во внедрении дайкового комплекса, к которому принадлежит дайка I из отложений ладинского возраста. Образование новой метастабильной намагниченности относится к фазе, следующей за этапом тектонических перемещений, — $K_{\text{совр}} > K_{\text{др}}$ (см. табл. 1). Намагниченность пород группы II связана со стабильным ферромагнетиком, близким по точкам Кюри к магнетиту. По-видимому, некоторый прогрев осадочной толщи, обусловленный внедрением дайкового комплекса, привел к разложению гидроокислов железа и образованию магнетита [4]. Величина ЕОН пород этой группы такого же порядка, как и у группы I, заметного различия в фазовом составе магнитной фракции нет. Вероятно, процесс раннего тектогенеза не привел к образованию значительного количества нового ферромагнитного материала. К группе II относятся большинство исследованных образцов, в том числе и породы дайки I.

Направление ЕОН пород III группы близко к направлению современного магнитного поля Земли в точке отбора. ЕОН можно интерпретировать как намагниченность, связанную с главной фазой тектогенеза (поздний мел), обусловившей формирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. К этой группе относятся породы дайки 2.

Средние направления \vec{I}_n группы I вычислены для трех подгрупп в соответствии с биостратиграфическим делением разреза (ладинский, карнийский, норийский ярусы). Для измененных пород группы II и III подсчет средних направлений \vec{I}_n проводился по полной выборке. Все эти данные использованы для определения координат виртуальных магнитных полюсов (табл. 2).

Таблица 2

Обобщенные магнитные характеристики и определенные по ним координаты палеополюсов

Возраст	Число точек	Ориентировка вектора \vec{I}_n			Координаты палеополюсов			
		D	J	α_{95}°	Φ	Λ	Θ_1	Θ_2
Ладинский	19	55	54	13	47	251	18	13
Карнийский	18	54	47	13	42	257	17	11
Норийский	3	57	50	31	42	252	42	28
Измененные породы гр. II	49	58	64	5	53	236	8	6
Измененные породы гр. III	14	289	58	14	42	67	20	15

Отложения среднего и верхнего триаса однородны по величине ЕОН. Небольшие повышения значений плотности и магнитной восприимчивости от верхнеладинских отложений к верхненорийским связаны, по-видимому, с увеличением сульфидизации в более молодых породах.

Осадочная толща в течение геологической истории была частично изменена, и первичная информативная намагниченность сохранилась только в породах группы I, то есть только на некоторых участках разреза. В табл. 2 приведены средние значения \vec{I}_n по ярусам, а также по группам измененных пород (II и III).

Наибольшее число образцов входит в группу II. Количественное распределение образцов между тремя выделенными группами позволяет предположить, что первый этап тектогенеза существенно отразился на магнитных свойствах пород разреза.

Следует отметить близость палеополюсов, определенных по группе II и различным стратиграфическим участкам группы I. По существующим представлениям [6, 7], ранний этап тектогенеза в данном районе относится к поздней юре. Следовательно, на протяжении временного интервала от позднего триаса, когда формировалась осадочная толща (I группа), до поздней юры (II группа) не происходило изменения в положении Яно-Колымской структурно-фациальной области.

Координаты палеополюсов, определенные по III группе пород (намагниченность пород образовалась во время позднего мела), резко отличаются от координат палеополюсов, определенных по I и II группам.

Сравнение палеополюсов, вычисленных для верхнетриасовых отложений Северного Приохотья, с палеополюсами для Омолонского массива [1] показывает, что те и другие тяготеют к одной области на стереопроекции (табл. 3).

Таблица 3

Палеомагнитные полюса для Северо-Востока СССР.
(Поздний триас, Омолонский массив)

Возраст	Породы	Координаты палеополюсов				Примечание
		Φ	Λ	Θ ₁	Θ ₂	
T _{3k+n}	Аргиллиты, алевролиты, песчаники	72	288	15	12	Д. М. Печерский[9]
T _{3n}	«	58	235	18	12	Д. М. Печерский[9]
T _{3k}	«	45	301	13	8	Н. В. Ложкина
T _{3k}	«	42	279	12	7	Н. В. Ложкина
T _{3n}	Монотисовая толща	37	273	14	9	Н. В. Ложкина

Для триаса характерны в основном прямонамагниченные породы. Однако обнаружены участки и с обратным направлением \vec{I}_n . Не все они обоснованы достаточно надежно. Тем не менее в отложениях раннекарнийского возраста можно выделить зону обратной полярности, поскольку здесь найдены обратнонамагниченные породы в двух обнажениях, расположенных в противоположных бортах речной долины. Подобная зона была обнаружена Д. М. Печерским в отложениях позднеладинского — раннекарнийского возраста Омолонского массива [10, 11].

Известно, что палеомагнитное изучение как морских и континентальных осадочных образований верхнетриасового возраста, так и синхронных изверженных пород — лавовых потоков и интрузивных тел, расположенных в разных частях земного шара, выявило преимущественно прямое направление полярности ЕОН [15, 19]. Это наблюдается в образованиях верхнетриасовой серии Newark [18], представленной тремя типами пород — красноцветными осадками, интрузивными телами и лавовыми потоками, и в других североамериканских формациях позднего триаса: серия Springdale Sandstone [8], New Oxford [8, 15].

Для поздне триасовых образований Европы — вулканогенные породы Северных Пиренеев [17], глины северо-западной окраины Донбасса [13], песчаники юштырской свиты юго-востока Русской платформы [14] — также характерно только прямое направление намагниченности.

Сведения о наличии участков обратнонамагниченных пород получены при изучении североамериканской континентальной формации Chinle [8], которая относится по палинологическим данным к средне-позднекар-

нийскому возрасту, а по данным комплекса позвоночных имеет более молодой возраст [16].

Работа [21] содержит сведения о частом чередовании магнитных зон разной полярности в верхнетриасовых отложениях (формации Кауента), представляющих собой стометровую толщу средне- и мелкозернистых песчаников с линзами глинистых сланцев и конгломератов. В исследованной Steiner M. V. и Helsley C. E. колонке длиной 12,2 м из отложений карнийско-норийского возраста (Восточная Гренландия) обнаружено пять магнитозон, две из которых имеют обратный знак [20].

По опубликованным материалам установить точное положение зон обратной полярности на стратиграфической шкале трудно, поскольку они не подтверждены точной биостратиграфической привязкой.

Проведенные палеомагнитные исследования опорного разреза среднего и верхнего триаса в Северном Приохотье позволили выявить основные особенности древнего магнитного поля Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афицкий А. И., Ложкина Н. В. Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика верхнетриасовых осадочных образований Омолонского массива. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: Тез. докл. съезда. М.: ИФЗ, ИЗМИРАН, 1976, ч. 3, с. 12.

2. Багин В. И., Гендлер Т. С., Рыбак Р. С. Превращение сидерита при нагреве в воздухе. — В кн.: Сборник тез. докл. VIII конф. по вопросам постоянного геомагн. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. М.: ИФЗ, 1970, ч. 2, с. 65—67.

3. Багин В. И., Рыбак Р. С. Температурные превращения сидерита. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1970, № 6, с. 101—106.

4. Белоброва И. А., Гарнушкина Н. А., Чихачева В. А. Об изменении магнитных свойств лепидокрокита при восстановлении в магнетит. — В кн.: Постоянное магнитное поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Киев: Наукова думка, 1973, с. 105—106.

5. Бычков Ю. М. Разрез среднего и верхнего триаса Северо-Востока СССР по реке Второй Сентябрьской. — ДАН СССР, 1975, т. 222, вып. 6, с. 1404—1407.

6. Геология СССР. Т. 20, кн. 1. М.: Недра, 1970, с. 233—309.

7. Геология СССР. Т. 30, кн. 2. М.: Недра, 1970, с. 67—90.

8. Коллинсон Д. У., Ранкорн С. К. Перемещение полюса и дрейф континентов. — В кн.: Палеомагнетизм. М.: ИЛ, 1962, с. 300—355.

9. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Справочные данные по СССР. М., 1973, вып. 2, с. 88.

10. Печерский Д. М. Палеомагнетизм и палеомагнитная корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР. — В кн.: Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика опорных разрезов мезозоя и кайнозоя Севера Дальнего Востока. Магадан, 1970, с. 58—99. (Тр. СВКНИИ; Вып. 37).

11. Печерский Д. М. Палеомагнетизм мезозойских пород Северо-Востока Азии. — В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. М.: ИФЗ, 1968, с. 142—144.

12. Решения 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан: СВГУ, 1978, с. 101—102.

13. Русаков О. М. Магнитное поле Земли в мезозое. Киев: Наукова думка, 1969. 142 с.

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

15. Creer K. M. A review of palaeomagnetism. *Earth Sci. Rev.*, v. 6, N. 6, 1970, p. 369—466.

16. Dunay R. E., Fisher M. J. Late Triassic palynofloras of North America and their European correlatives. *Rev. Paleobot. and Palynol.*, v. 17, N. 1—2, 1974, p. 179—186.

17. Girdler R. A paleomagnetic investigation of some late Triassic and early Jurassic volcanic rocks from the northern Pyrenees. *Ann. Geophys.*, v. 24, N. 2, 1968, p. 695—708.

18. Opdyke N. D. The paleomagnetism of the New Jersey Triassic: a field study of the inclination error in red sediments. *J. Geophys. Res.*, v. 66, N. 6, 1961, p. 1941—1949.

19. Pechersky D. M., Khramov A. N. Mesozoic paleomagnetic scale of the USSR. *Nature*, v. 244, N. 5417, 1973, p. 499—501.

20. Reeve S. C., Leytheusor D. and oth. Paleomagnetic results from the Upper Triassic of East Greenland. *J. Geophys. Res.*, v. 79, N. 23, 1974, p. 3302—3307.

21. Steiner M. V., Helsley C. E. Magnetic polarity sequence of the Upper Triassic Kayenta Formation. *Geology*, v. 2, N. 4, 1974, p. 191—194.

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

Лабораторией палеомагнетизма СВКНИИ проводятся исследования среднепалеозойских отложений Омолонского массива в районе, который расположен на северо-западной окраине Моланджинского поднятия и относится к периклинальному замыканию и восточному крылу Перевальнинской гемиантклинали. Ее ядро сложено вулканогенными образованиями пылькатвеемской свиты (красноцветные лавы, туфы, игнибриды субщелочных липаритов, дацитов). На крыльях и периклинальном замыкании структуры обнажаются вулканогенно-осадочные и осадочные породы фаменского и турнейского возраста, которые и явились объектом исследований автора.

Основная цель работы — построение магнитно-стратиграфических разрезов и выявление изменения магнитного поля в позднедевонское — раннекаменноугольное время.

В 1976—1978 гг. было изучено восемь разрезов позднедевонского и раннекаменноугольного возраста, которые подразделяются на хелонскую, перевальнинскую, элергетхынскую, молинскую и сикамбринскую свиты [14—16].

Породы всех свит слабомагнитны, величина намагниченности пород тем больше, чем древнее возраст свиты (табл. 1).

Для снятия вязкой намагниченности использован метод компенсации с выдержкой всей коллекции (около 600 образцов) в положении против поля в течение 30—45 суток [22]. Вязкая намагниченность оказалась для всех пород незначительной: 10—40% от суммарной I_n . Относительная величина вязкой намагниченности осадочных отложений несколько выше, чем изверженных, и составляет 20—40%. Применение метода компенсации для изученных пород почти полностью снимает нестабильную вязкую компоненту. Чтобы выделить стабильную древнюю компоненту остаточной намагниченности, применялись также чистки переменным магнитным полем и температурой. Т-чистка до 500°C и Н-чистка до 600 Э не изменяют направления вектора \vec{I}_n , что свидетельствует о наличии в остаточной намагниченности стабильной компоненты (рис. 1) [23].

При проведении лабораторных исследований изготовлялось от двух до пяти кубиков из штуфа. Один кубик чистился переменным магнитным

Таблица 1

Свиты	Средние значения магнитных характеристик по свитам		
	$\chi_{ср}, 1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС	$I_{нср}, 1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС	$Q_{ср}$
Сикамбринская	1,6	0,83	1,1
Молинская	3,9	0,75	1,6
Элергетхын- ская	3,2	1,6	1,0
Перевальнин- ская	7,4	5,7	1,1
Хелонская	34,0	26,6	2,1

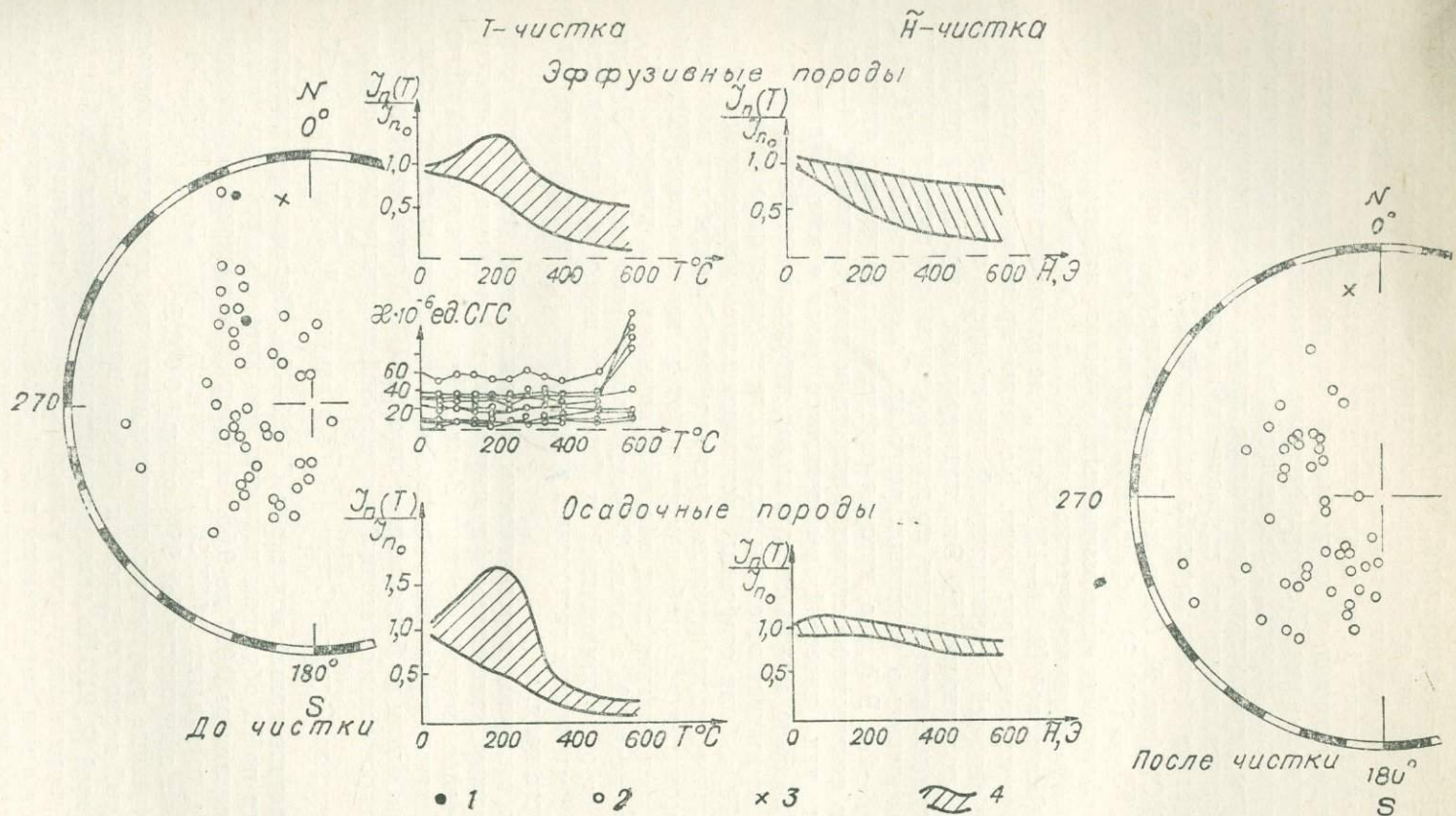


Рис. 1. Результаты магнитных чисток пород среднего палеозоя Омолонского массива
 1 — проекции векторов I_n на нижнюю полусферу, 2 — проекции векторов на верхнюю полусферу, 3 — положение древнего магнитного полюса на проекции, 4 — области размагничивания

полем, дубль — температурой. Контрольные магнитометрические измерения 15 образцов во Всесоюзном научно-исследовательском геолого-разведочном институте показали большое сходство результатов.

Для выявления ферромагнитных минералов, ответственных за остаточную намагниченность пород, были проведены петрографические и термомангнитные анализы. Петрографическое изучение шлифов свидетельствует о наличии в породах сульфидов железа и других рудных минералов. Результаты термомангнитного анализа подтверждают присутствие в породе гематита, магнетита, гидроокислов железа и сульфидов из группы пирротина (точки перегиба на кривой $I_{rs_1}(T) - 675, 585, 150$ и $320-340^\circ\text{C}$) (рис. 2). Очень высокие значения разрушающего магнитного поля ($H_{cs}^1 = 1000$ Э) объясняются наличием гематита.

При построении палеомагнитных разрезов использованы геологические и биостратиграфические данные К. В. Симакова, М. Х. Гагиева и Л. В. Смирновой [2, 14—17]. Изученные разрезы взаимно перекрывают и надстраивают друг друга. На основе проведенных исследований построен сводный палеомагнитный разрез, представленный одной зоной обратной полярности [5]. Это подтверждает результаты предыдущих работ, которые проводились по верхнедевонским и нижнекаменноугольным отложениям в различных регионах Советского Союза [1, 3, 4, 6, 10, 13, 18—20]. В фауне, которая определена в изученных отложениях, отмечено исчезновение старых и появление новых видов [2, 14—17, 24]. Но так как инверсий геомагнитного поля в этот период обнаружено не было, можно сделать вывод, что эволюция фауны на данном рубеже не зависит от смены полярности геомагнитного поля.

В 1979 г. были отобраны дополнительные контрольные образцы из базальных конгломератов перевальнинской свиты для подтверждения палеомагнитной стабильности пород по методу галек [22]. Лабораторные исследования этих образцов показали, что кучность (К) до Т-чистки равна 9, а после Т-чистки уменьшается до 1,86. Это свидетельствует о палеомагнитной стабильности пород и о пригодности их для палеомагнитных построений, в частности, для изучения истории геомагнитного поля.

Представляется перспективным в дальнейшем установить соответствие между изменением фаунистического комплекса и напряженностью древнего магнитного поля Земли. Для решения этой задачи автор данной статьи определил величину напряженности древнего геомагнитного поля одним из безнагревных способов [11]. Учтена связь коэрцитивных спектров термоостаточной и идеальной намагниченности с помощью коэффициента C : $\frac{dI_{rt}}{dH} = C \frac{dI_{ri}}{dH}$ [18]. По данным Л. Е. Шолпо, $2 < C < 3$.

Для образцов нашей коллекции $C = 2,3-2,4$. Определения палеонапряженности по 13 образцам показали, что интенсивность поля изменяется в пределах от 0,007 до 0,053 Э. Среднее ее значение, приведенное к экватору, составляет 0,027 Э. Погрешность опыта для 13 определений при уровне значимости (α) 95% равна $\pm 0,008$ Э.

Полученные результаты подтверждают, что палеонапряженность в переходный период от девона к карбону примерно в 18—20 раз меньше современной [7, 21]. Но даже при таких незначительных колебаниях величины геомагнитного поля выделяются уровни, где значения $H_{др}$ увеличиваются или уменьшаются в 2—4 раза. Для этих уровней характерны, как правило, и максимальные изменения горизонтальной составляющей вектора \vec{T}_n , а также эволюционные изменения внутри фаунистических групп [5].

Интерпретация палеомагнитных данных показала, что распределение векторов \vec{T}_n подтверждает присутствие в породах только обратной

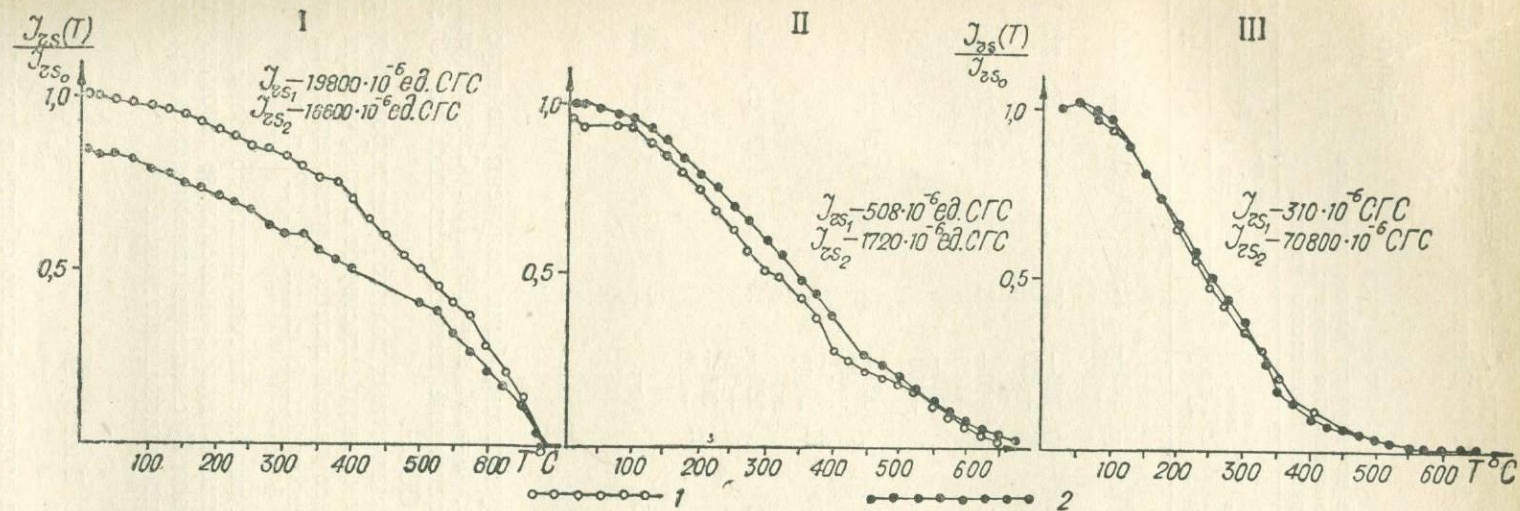


Рис. 2. Результаты термомагнитного анализа
 I — хелонская свита, II — перевальнинская свита, III — элергетхынская свита. 1 — первый нагрев, 2 — второй нагрев

намагниченности. Координаты палеомагнитного полюса, рассчитанные по средним направлениям \vec{I}_n , следующие: $\Phi=27^\circ$, $\Lambda=222^\circ$; они близки к координатам полюса (табл. 2) [10]. Значения координат полюса,

Таблица 2

Палеомагнитные данные по породам верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста северо-восточной окраины Омолонского массива

Свита	Кол-во образцов	$D_{ср}$	$J_{ср}$	K	α_{95°	Метод выделения I_n	Φ_m	Полуоси отвала погрешности		Палеополюса	
								Θ_1	Θ_2	Φ	Λ
Сикамбринская	20	284°	-54°	17,0	7,5°	\tilde{H} 100— -600	34°	10,5°	7,3°	25°	224°
Молинская	4	229	-56	13,6	25,8	\tilde{H} 100— -600	37	37,0	26,5	50	273
Элэргетхынская	10	272	-58	33,3	8,5	\tilde{H} 100— -600 t 250— -300	39	12,5	9,2	34	232
Перево- льнинская	10	289	-51	23,4	10,5	t 300— -400 \tilde{H} 300— -500	32	13,7	9,3	21	222
Хелонская	10	296	-59	9,0	17,0	t 300— -600 \tilde{H} 300— -600	40	25,3	18,7	26	212
Среднее (кроме молинской)	50	290	-56	14,5	5,5	—	37	7,9	5,6	27	222

наиболее близкие к нашим результатам, были получены по породам верхнего девона Приднестровья: $\Phi=29^\circ$, $\Lambda=198^\circ$ [18]. Следует отметить, что для Приднестровья положение полюса оказалось на 24° западнее, чем для Северо-Востока СССР.

Данные о положении палеомагнитных полюсов для пород среднего палеозоя и мезозоя Северо-Востока свидетельствуют о том, что эти палеополюса расположены восточнее палеополюсов, определенных по одновозрастным отложениям в европейской части СССР и в Сибири (табл. 3).

Причина смещения на восток положения геомагнитного полюса пока неясна. Материал, подтверждающий для значительного промежутка времени (средний палеозой и мезозой) смещение палеополюсов к востоку, требует пристального внимания палеомагнитологов.

Выводы

В исследуемых разрезах пока выделена только обратная полярность геомагнитного поля.

Напряженность геомагнитного поля на рубеже девона и карбона была ниже современной в 18—20 раз.

Наблюдается смещение палеомагнитных полюсов к востоку по сравнению с одновозрастными палеополюсами, определенными на Русской платформе и в Сибири.

Таблица 3

Сводка данных о положении палеомагнитных полюсов в среднем палеозое и мезозое Европы и Северо-Востока СССР

Возраст	Европа		Северо-Восток СССР			
	Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса [8, 9]		Печерский Д. М. [11]		Ложкина Н. В.*	
	Ф	Λ	Ф	Λ	Ф	Λ
К	77	144	36	188		
	56	158	53	183		
	48	155	61	225		
	57	139				
J	72	144	70	195		
	68	144	66	282		
	75	118	80	305		
T	49	159	52	258	45	301
			58	238	45	279
			68	311	37	273
			63	240		
C ₁	26	173				
	45	156				
	46	152				
	41	158				
	21	198			25**	224
	48	114			34**	232
D ₃	29	198			21**	222
	32	159			26**	212
	30	160				
	33	159				
	36	168				
	40	179				

* См. статью Н. В. Ложкиной «Магнитные свойства пород опорного разреза среднего и верхнего триаса в Северном Приохотье» в настоящем сборнике.

** Данные автора.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апарин В. П., Грайзер М. И., Могилев А. Е. Палеомагнитные данные по нижнекаменноугольным отложениям Минусинского прогиба. — Геол. и геофиз., 1967, № 4, с. 89—93.
2. Гагиев М. Х. Конодонты из пограничных отложений девона и карбона Омолонского массива. — В кн.: XIV ТНК. Путеводитель науч. экскурсии по туру IX. Прил. № 2. Магадан, 1979, с. 3—104.
3. Данукалов Н. Ф. Корреляция и расчленение вулканогенно-осадочных толщ зеленокаменной полосы Южного Урала по палеомагнитным данным. — В кн.: Тез. докл. VII Всесоюз. конф. по постоянному геомагн. полю и палеомагнетизму. М.: ИФЗ, ИЗМИРАН, 1966, с. 74—76.
4. Данукалов Н. Ф., Артюшкова О. В. Магнитометрическое разделение девонских образований Магнитогорского мегасинклинория. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: Тез. докл. съезда. М.: ИФЗ, ИЗМИРАН, 1976, ч. 3. 42 с.
5. Колесов Е. В., Линькова Т. И. Палеомагнитная характеристика верхнефаменских и нижнетурнейских пород бассейна р. Омолон. — В кн.: XIV ТНК. Путеводитель науч. экскурсии по туру IX. Прил. № 6. Магадан, 1979, с. 38—80.

6. **Комиссарова Р. А.** Геоманнитное поле в девоне по данным изучения осадочно-эффузивного комплекса Минусинских впадин. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: Тез. докл. съезда. М.: ИФЗ, ИЗМИРАН, 1976, ч. 3. 53 с.
7. **Комиссарова Р. А.** Напряженность геомагнитного поля в палеозое. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: Тез. докл. съезда. М.: ИФЗ, ИЗМИРАН, 1976, ч. 3. 52 с.
8. **Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса** (справочные данные по СССР). М.: Межведомственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР. 1973, вып. 2. 90 с.
9. **Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса.** М.: Межведомственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР. 1975, вып. 3. 44 с.
10. **Палеомагнетизм палеозоя.** Ред. Храмов А. Н. Тр. ВНИГРИ, 1974, вып. 335. 236 с.
11. **Петрова Г. Н., Багина О. Л.** О безнагревном методе определения напряженности древнего геомагнитного поля. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1976, № 4, с. 54—62.
12. **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—100. (Тр. СВКНИИ; Вып. 37).
13. **Попова А. В.** Палеомагнитные исследования палеозойских осадочных пород Сибири. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 3, с. 444—451.
14. **Симаков К. В.** Стратиграфия и циртоспирифериды фаменского и турнейского ярусов бассейна среднего течения р. Омолон: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1970. 24 с. В надзаг.: СО АН СССР, ИГиГ.
15. **Симаков К. В.** О границах девонской и каменноугольной систем на Северо-Востоке СССР. — Геол. и геофиз., 1971, № 1, с. 29—38.
16. **Симаков К. В.** Биостратиграфия фаменского и турнейского ярусов Северо-Востока СССР. — В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Магадан, 1972, вып. 20, с. 51—66.
17. **Смирнова Л. В.** Табулятоморфные кораллы элгеретхьинской свиты. — В кн.: XIV ТНК. Путеводитель науч. экскурсии по туру IX. Прил. № 3. Магадан, 1979, с. 92—120.
18. **Третьяк А. Н.** Палеомагнетизм среднего и верхнего палеозоя УССР. Киев: Наукова думка, 1965. 114 с.
19. **Храмов А. Н.** Рекогносцировочное палеомагнитное изучение некоторых разрезов нижнего карбона северной окраины Подмосковского бассейна. — В кн.: Палеомагнитные стратиграфические исследования. Л., 1963, с. 83—96. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 204).
20. **Храмов А. Н., Комиссарова Р. А.** Земное магнитное поле каменноугольного периода по данным палеомагнитных исследований в европейской части СССР. — В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Красноярск: СО АН СССР, 1963, с. 341—352.
21. **Храмов А. Н., Родионов В. П., Комиссарова Р. А.** Новые данные о палеозойской истории земного магнитного поля на территории СССР. — В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М.: Наука, 1965, с. 206—213.
22. **Храмов А. Н., Шолпо Л. Е.** Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 251 с.
23. **Шолпо Л. Е.** Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 183 с.
24. **Юфреву О. В.** Расчленение по фораминиферам пограничных отложений между девонем и карбоном в бассейне руч. Перевального (Омолонский массив). — В кн.: XIV ТНК. Путеводитель науч. экскурсии по туру IX. Прил. № 4. Магадан, 1979, с. 5—11.

О ПРИРОДЕ НАМАГНИЧЕННОСТИ ГЛУБОКОВОДНЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Одним из базовых вопросов палеомагнитных исследований глубоководных донных осадков является определение вида их естественной остаточной намагниченности (ЕОН), что способствует решению вопроса о первичной намагниченности. Последний дает возможность оценить достоверность всех палеомагнитных стратиграфических построений и реконструкции геомагнитного поля древних геологических эпох.

Выделение ориентационной намагниченности для осадочных пород однозначно решает вопрос о первичности ЕОН и синхронности ее времени осадкообразования.

В настоящей работе использованы различия в физико-математических моделях формирования трех основных видов намагниченности для выявления природы ЕОН безнагревными способами.

О ВЛИЯНИИ ПРИДОННЫХ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ОРИЕНТАЦИОННОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ТОНКОДИСПЕРСНЫХ ОСАДКОВ

Палеомагнитный метод широко используется в комплексе стратиграфических методов исследований глубоководных отложений. Тем не менее разработке общей стратиграфии донных осадков сопутствуют значительные трудности [11], связанные с придонными гидродинамическими процессами. Их негативное влияние на формирование намагниченности осадков может проявляться двояко: 1) в перерывах процесса осадконакопления (снос частиц); 2) в эффекте ложной инверсии геомагнитного поля (псевдоинверсия), который возникает как следствие воздействия на магнитные частицы систематических внешних сил, не совпадающих с направлением вектора геомагнитного поля. Снос частиц абиссальных осадков приводит к полной потере информации о направлении и величине древнего геомагнитного поля, а псевдоинверсия — к грубой ошибке метода. В обоих случаях результаты палеомагнитных исследований недостоверны.

Цель этого раздела статьи — оценка энергетической характеристики дезориентирующего влияния придонного динамического процесса на частицы с помощью магнитных параметров (намагниченность, кучность), а также классификация внешних систематических и случайных сил, действующих на эти частицы.

На магнитную и немагнитную частицы в придонном слое действуют динамические силы: а) вязкости, б) взаимодействия между частицами, в) тяжести, г) турбулентного движения жидкости, д) термические (броуновские). Кроме того, на магнитную частицу воздействует геомагнитное поле.

При оседании на дно все частицы заканчивают поступательное движение внутри суспензионной полужидкой массы. А так как намагниченность осадка связана со статистическим выравниванием магнитных моментов частиц по направлению поля, то в сферической системе координат

нат с осью «X» по направлению поля и началом в центре тяжести частицы вращательное движение магнитной частицы описывается уравнением [14, 23]:

$$-\lambda \frac{d\theta}{dt} - MH \sin \theta + \eta(t) = 0, \quad (1)$$

где M — магнитный момент частицы,

H — магнитное поле,

θ — угол между векторами \vec{M} и \vec{H} ,

λ — коэффициент вязкости суспензии по отношению к вращению,

$\eta(t)$ — случайные силы, действующие на частицу.

Т. Нагата [14] выделил три силы: $|\vec{M}| \cdot |\vec{H}| \sin \theta$ — вращательный магнитный момент (ориентационный фактор), $\lambda \frac{d\theta}{dt}$ — вязкостный член, а все дезориентирующие факторы представлены случайной функцией $\eta(t)$.

В $\eta(t)$ включена динамика воздействия на частицу со стороны придонного слоя воды и близлежащих частиц — соседей. $\eta(t)$ — случайный процесс со временем корреляции τ_k , а время релаксации системы частиц в суспензии есть τ . Очевидно, выполняется условие $\tau_k \ll \tau$, следовательно, математическое ожидание $\overline{\eta(t)} = 0$ и дисперсия $\overline{\eta^2(t)} \neq 0$. При $M=0$ уравнение (1) характеризует вращательное движение немагнитной частицы.

Воздействие внешней среды на магнитные и немагнитные частицы выражается в следующих физико-математических параметрах: λ — вращательный коэффициент вязкости суспензионного осадка, N_0 — величина дезориентирующего воздействия среды на зерно ферромагнитного минерала [10, 23], а ферромагнитные частицы являются «трассерами» динамических условий формирования всего осадка. N_0 — спектральная плотность процесса $\eta(t)$.

Ансамбль из большого числа (N) ферромагнитных частиц будет создавать намагниченность $I_{го}$, являющуюся функцией нескольких аргументов.

$$I_{го} = I_{го}(M, H, N_0, \lambda, t). \quad (2)$$

λ определяется обычными опытами молекулярной физики* или по таблицам**.

Уравнение (2) составляется математическими приемами, используемыми в магнетизме горных пород.

$$I_{го} = N \langle I \rangle.$$

Здесь $\langle I \rangle = \langle M \cdot \cos \theta \rangle$ — средний момент зерна по направлению поля H , или

$$I_{го} = N \int_0^\pi M \cos \theta V(\theta, M, H, N_0, \lambda, t) 2\pi \sin \theta d\theta, \quad (3)$$

$V(\theta)$ — функция распределения магнитных моментов по углу θ ($0 \leq \theta \leq \pi$).

Задача определения дезориентирующего действия среды заключается в вычислении спектральной плотности N_0 :

$$N_0 = N_0(I_{го}, M, H, \lambda, t). \quad (4)$$

* $\lambda = \pi D^3 k \left(1 - \frac{5}{2} v\right)$; D — диаметр частицы, k — коэффициент внутреннего трения воды, v — часть общего объема суспензии, занимаемая частицами.

** Б. М. Яворский, А. А. Детлаф. Справочник по физике. М.: Наука, 1974.

Модели ориентационной намагниченности осадочных пород

Вид функции $V(\theta)$ и способ осреднения $\cos \theta$ создают различия между моделями детритовой намагниченности. В палеомагнетизме, как правило, используется фишеровское распределение [22, 29]:

$$P(\theta) = \frac{K \cdot e^{K \cos \theta}}{4\pi \operatorname{sh} K}, K = MN/E, \quad (5)$$

где K — кучность,

E — дезориентирующая энергия внешней среды.

Выбор функции $V(\theta)$ в уравнении (3), отличающейся от распределения (5), делает модель ориентационной намагниченности $I_{го}$ некорректной с позиций общепринятой статистики Фишера [29].

Модель Т. Нагаты. Это одна из первых теорий образования ориентационной намагниченности осадков [32]. Нагата выбрал функцию $V_H(\theta) = \frac{1}{4\pi}$, но усреднил не $\cos \theta$, а функцию, зависящую от θ следующей конструкции [20, с. 191]:

$$\Psi(\theta) = \left(1 - e^{-2MNt/\lambda} \cdot \operatorname{tg}^2 \frac{\theta}{2}\right) / \left(1 + e^{-2MNt/\lambda} \operatorname{tg}^2 \frac{\theta}{2}\right),$$

$$I_{го} = N \int_0^\pi M \frac{1}{4\pi} \Psi(\theta) \sin \theta d\theta 2\pi.$$

А. Н. Храмов [21] отмечает следующие недостатки этой модели: модель не учитывает броуновского движения частиц, которое занижает величину предельной намагниченности; изменения поля и времени t не могут быть совершенно равноправны; процесс формирования $I_{го}$ заканчивается, если частицы касаются дна водоема.

Как показал Коллинсон [28], время релаксации $t_{\max} < 1$ с для магнетитовых и гематитовых частиц, а их осаждение продолжается в течение нескольких суток и более, так что можно считать $t \rightarrow \infty$. Следовательно, величина намагниченности не должна зависеть от времени осаждения t в выражении (2).

Модель Коллинсона — Храмова. Модель более совершенна, чем предыдущая, т. к. она использует $V_{\text{КХ}}(\theta)$ фишеровского типа (5), но учитывает лишь термические флуктуации воды ($E = E_0 = k \cdot T$) [21, 28]. Вязкостные свойства жидкости в этой модели не отражены (т. е. осаждения в морской воде — обычной или суспензии — считаются равноценными). Формула $I_{го}$ имеет следующий вид:

$$I_{го} = NML \left(\frac{MN}{kT} \right), \quad (6)$$

где $L(K)$ — функция Ланжевена.

Модель Но жарова — Георгиева. Эти авторы предлагают учитывать дипольное взаимодействие ферромагнитных частиц между собой [33].

$$V_{\text{НН}}(\theta) = C \cdot e^{\frac{MN}{kT} \cos \theta + \frac{2,404}{kT\gamma^3} P_2(\varphi - \theta)}. \quad (7)$$

Здесь C — нормировочная константа, $P_2(\varphi - \theta)$ — полином Лежандра, γ — расстояние между центрами частиц, φ — угол между направлением поля H и линией, соединяющей центры частиц. Распределение (7) описывает взаимодействие частиц не только с геомагнитным полем H , но и локальным полем ферромагнитных частиц-соседей. Дипольное взаимодействие между частицами $\frac{2,404}{kT\gamma^3} P_2(\varphi - \theta)$ переводит распределение (7) в разряд нефисеровских.

Модель Буракова — Рябушкина. За основу взята модель Коллинсо-

на — Храмова. дезориентирующий фактор — сумма двух энергий — тепловой $k \cdot T$ и «гравитационной» E_r [7].

$$I_{го} = NML \left(\frac{MN}{kT + E_r} \right).$$

Стохастическая модель. Физический механизм образования $I_{го}$ Т. Нагата объяснил правильно и записал стохастическое дифференциальное уравнение (1) верно, но решил его с существенным ограничением: $\eta(t) = 0$, тем самым Нагата искусственно исключил статистический фактор и ошибочно определил $V(\Theta)$. Эти ошибки выявляются с позиций теории случайных процессов. Уравнение (1) есть стохастическое дифференциальное уравнение Ито, поэтому решается нетрадиционными математическими методами [10].

Логическое развитие модель Т. Нагаты получила в работе Н. А. Шило и др. [23]. По коэффициентам стохастического уравнения (1) было составлено уравнение Эйнштейна — Смолуховского — Колмогорова для вероятности $V(\Theta, t)$. Его решение в стационарном случае ($t \rightarrow \infty$) следующее:

$$V(\Theta) = \frac{K_e K \cos \Theta}{4\pi \operatorname{sh} K}, \quad (8)$$

$$K = MN \lambda / N_0. \quad (9)$$

Ни в одной из указанных выше моделей не составлялось и не решалось уравнение для функции $V(\Theta)$, хотя ее величина использовалась для вычисления $I_{го}$. Спектральная плотность N_0 есть сумма спектральных плотностей дезориентирующих сил: взаимодействия между частицами (столкновение), тяжести, мелкомасштабной турбулентности, термических. Таким образом, вращательное движение ферромагнитных частиц в суспензии идентично описывается как уравнением (1), так и уравнением (8). Если $V(\Theta)$ отличается от распределения (8) (например, в модели Ножарова — Георгиева), то соответственно должно измениться и стохастическое дифференциальное уравнение.

Оценить спектральную плотность придонного динамического процесса можно по равенству (9):

$$N_0 = MN \lambda / K. \quad (10)$$

Магнитный момент M и коэффициент λ — известные функции размера частицы.

Гранулометрический состав однодоменных частиц и намагниченность

Магнитная гранулометрия тонкодисперсной фракции осадков — один из важных вопросов магнетизма осадочных пород. Способ его решения может быть таким [23].

Пронормируем функции распределения диаметров, объемов частиц и их магнитных моментов:

$$\int_0^{M_{\max}} \Psi(M) dM = 1; \quad \int_0^{D_{\max}} P(D) dD = 1; \quad \int_0^{V_{\max}} W(V) dV = 1.$$

M_{\max} , D_{\max} и V_{\max} — максимально возможные магнитный момент, диаметр и объем однодоменной частицы. Вероятность того, что найдутся частицы с M в интервале $(M, M + dM)$, с диаметром между D и $D + dD$ и с объемом от V до $V + dV$, равна:

$$d\rho = \Psi(M) dM = P(D) dD = W(V) dV.$$

Учитывая равенства $M = I_s V = I_s \pi D^3 / 6$; $dM = I_s dV = I_s \pi D^2 dD / 2$ (где

I_s —спонтанная намагниченность) и $\lambda = \pi k D^3 = 6kV$, найдем связь между этими тремя функциями:

$$\Psi(M) = \frac{W(V)}{I_s} = \frac{2P(D)}{I_s \pi D^2}.$$

Запишем уравнения для I_{ro} с учетом гранулометрии частиц (интегральная форма):

$$I_{ro} = N \langle ML \left(\frac{MH \lambda}{N_o} \right) \rangle = N \int_0^{M_{max}} ML \left(\frac{MH \lambda}{N_o} \right) \Psi(M) dM;$$

$$I_{ro} = NI_s \langle VL \left(\frac{I_s V H \lambda}{N_o} \right) \rangle = NI_s \int_0^{V_{max}} VL \left(\frac{I_s V H \lambda}{N_o} \right) W(V) dV;$$

$$I_{ro} = NI_s \frac{\pi}{6} \langle D^3 L \left(\frac{\pi I_s D^3 H \lambda}{6 N_o} \right) \rangle = NI_s \frac{\pi}{6} \int_0^{D_{max}} D^3 L \left(\frac{\pi I_s D^3 H \lambda}{6 N_o} \right) P(D) dD.$$

Эти же уравнения для дискретного случая:

$$I_{ro} = \sum_{i=1}^k N_i M_i L(M_i H \lambda_i / N_o);$$

$$I_{ro} = I_s \sum_{i=1}^k N_i V_i L(I_s V_i H \lambda_i / N_o);$$

$$I_{ro} = I_s \frac{\pi}{6} \sum_{i=1}^k N_i D_i^3 L(\pi I_s D_i^3 H \lambda_i / 6 N_o).$$

В них представлено теоретическое обоснование зависимости ориентационной намагниченности от гранулометрического состава магнитных частиц менее 1 мкм.

Придонные систематические

и случайные динамические процессы в геологическом прошлом и их влияние на формирование намагниченности глубоководных осадков

Известно [3, 22, 23, 29], что палеомагнитные исследования можно проводить, если распределение M по углу Θ подчиняется статистике Фишера:

$$V(\Theta) = \frac{K e^{K \cos \Theta}}{4\pi \text{sh} K}, \quad K = \frac{|\vec{M}| \cdot |\vec{H}|}{E}, \quad (11)$$

где $|\vec{M}| \cdot |\vec{H}|$ — максимальная энергия в магнитном поле H ;

E — дезориентирующая энергия внешних возмущений.

Для отложений с ориентационной намагниченностью энергия E равна $E_o = N_o / \lambda$. В формуле (11) ориентирующие силы составляют числитель, а дезориентирующие — знаменатель.

Дезориентирующие случайные силы могут иметь различную природу. Коллинсон [28], Храмов [21] и Стейси [34] выделяют броуновское тепловое движение, Линькова [11]) и Кент [1] — броуновское движение частиц и дезориентирующую деятельность роющих организмов, Бураков и Рябушкин [7] — вес частиц.

По мнению авторов, надо учитывать вязкостные свойства суспензии осевшего осадка коэффициентом λ , а все перечисленные дезориентирующие факторы — параметром $N_o = \sum_i N_{oi}$, где N_{oi} — броуновская тепло-

вая спектральная плотность (СП), $N_{ог}$ —гравитационная СП, $N_{обт}$ —броуновская турбулентная СП (мелкомасштабная турбулентность), $N_{об}$ —биологическая СП (роющие организмы—илоеды), $N_{ост}$ —столкновительная СП (взаимодействие частиц через столкновение) и т. д.

Вектор поля можно разложить на две составляющие $\vec{H} = \vec{H}_Г + \vec{H}_{сп}$. Здесь $\vec{H}_Г$ —вектор геомагнитного поля, в котором формируется намагниченность осадка, $\vec{H}_{сп}$ —эффективное магнитное поле, связанное с систематическими процессами негеомагнитной природы. К ним можно отнести дипольное взаимодействие между частицами-соседями и ламинарные придонные течения. Америкен [25] выделяет тангенциальные силы трения в связи с наличием градиента скорости придонного течения по вертикали, а Ирвинг [9] описывает механизм «выстраивания» магнитных частиц длинными осями по направлению течения, которое скорее всего не совпадает с направлением $\vec{H}_Г$. То есть систематические силы немагнитной природы могут привести к псевдоинверсии, если величина вектора $\vec{H}_{сп}$ больше напряженности истинного геомагнитного поля $\vec{H}_Г$ в месте образования осадка и направление $\vec{H}_{сп}$ противоположно полю $\vec{H}_Г$. Одним из условий достоверности палеомагнитных данных является выполнение неравенства:

$$|\vec{H}_Г| \gg |\vec{H}_{сп}|. \quad (12)$$

ПРИРОДА НАМАГНИЧЕННОСТИ АБИССАЛЬНЫХ ОСАДКОВ

Магнитно-минералогические исследования и остаточная намагниченность осадков западной части Тихого океана

Отбор образцов проводился на полигонах в северо-западной части Тихого океана на возвышенности Шатского и подводной горе Менделеева к югу от Каролинских о-вов. Прямоточными трубками получено шесть колонок осадков длиной 78—365 см. Полигон II* расположен в северной части южного массива возвышенности Шатского (рис. 1 а, б). Станция 1676 находилась над нижней частью склона. Здесь с глубины 4031 м получена колонка осадков длиной 195 см. В пределах полигона III, расположенного в южной части южного массива возвышенности (см. рис. 1 в), сбор осадков проводился в двух точках. На станции 1680 (нижняя часть склона, глубина 4256 м) получена колонка осадков длиной 365 см. Колонка станции 1681 расположена в нижней части пологого склона (глубина 4703 м), ее длина 318 см. На участке геотраверза, пересекающем возвышенность Шатского с северо-запада на юго-восток, донные осадки исследованы на колонках станций 1710, 1702 (см. рис. 1а) (глубина отбора 4801, 6260 м; длина колонок 239 и 309 см).

Предварительные палеомагнитные стратиграфические исследования разрезов и сопоставление с фауной сделаны непосредственно на борту судна. В лабораторных условиях образцы подверглись тщательному изучению магнитными методами. Исследования выявили ориентационную природу образования намагниченности. Хорошо сохранившаяся ЕОН позволяет уверенно проводить реконструкцию древнего геомагнитного поля, а следовательно, подтвердить достоверность палеомагнитных стратиграфических построений.

Авторами статьи определялся комплекс магнитных параметров образцов донных отложений. К ним относятся:

* На I полигоне палеомагнитные исследования не проводились в связи с нарушением ориентировки образцов.

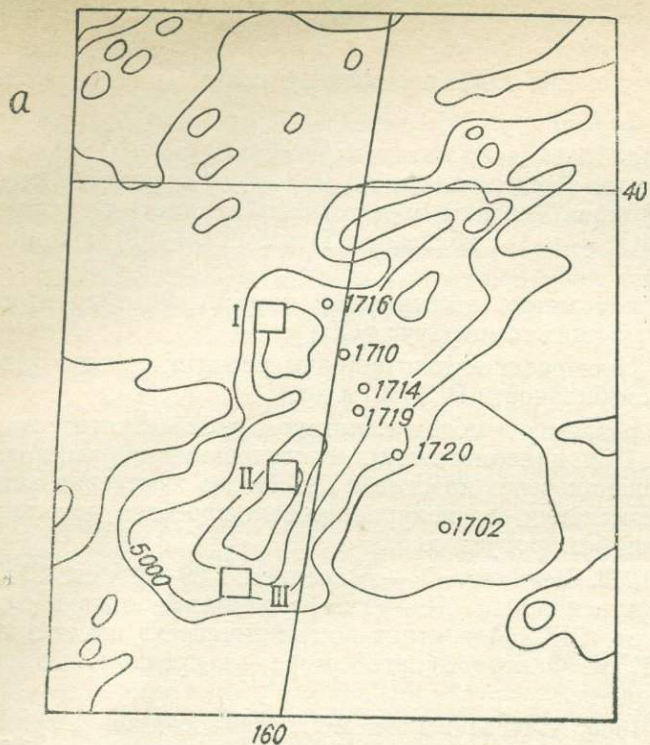
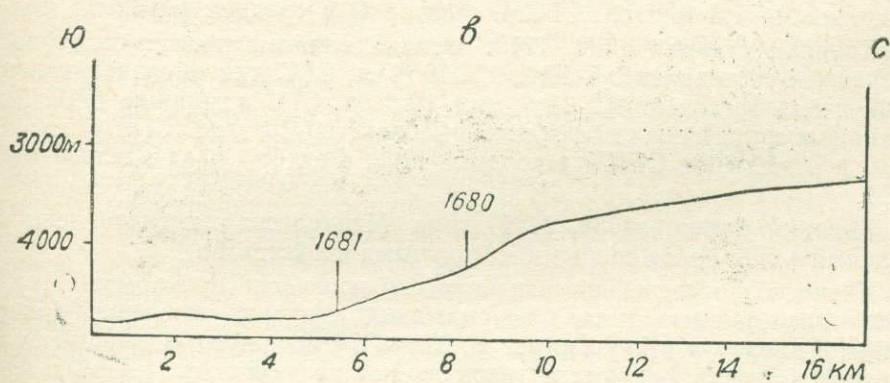
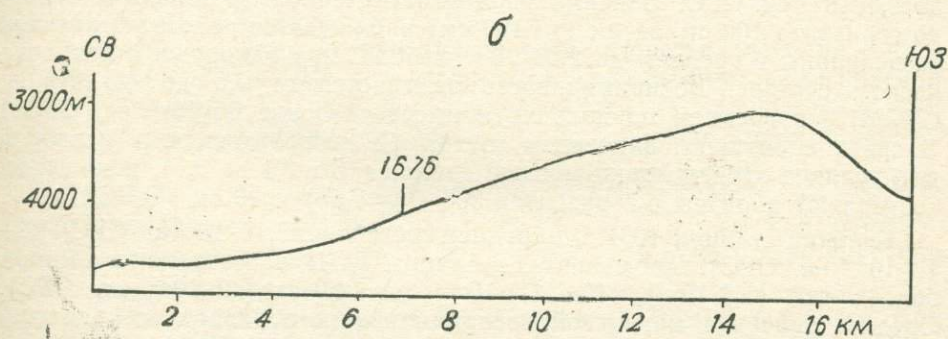


Рис. 1. Район исследований 21-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» на возвышенности Шатского (квадрат — полигон, кружок — станция); а — местоположение изученных проб осадков, б — полигон II, в — полигон III



а) фактор Кенигсбергера, магнитная восприимчивость κ и намагниченность I_n ;

б) кривые размагничивания ЕОН переменным полем I_n (\tilde{H}) и температурой $I_n(T)$;

в) кривые разрушения идеальной намагниченности $I_{r1}(\tilde{H})$;

г) кривые нормального намагничивания $I_r(H)$ — для изучения состава ферромагнитной фракции (по ним определялись параметры спектра нулевого состояния (НС) γ_0 и Δ_m ; кривые $\kappa(T)$ и $I_n(T)$, $I_{rs}(T)$, а также кривые $I_s(T)$ и $I_{rs}^{(1,2)}(T)$);

д) исследовались параметры насыщения, коэрцитивные спектры (КС) и спектры блокирующих температур (СБТ);

ж) коэффициент P_1 для диагностики природы намагниченности; палеомагнитный индекс стабильности PIS [30] и др.

Осадки изученных разрезов в целом характеризуются относительно слабым магнетизмом. Для палеомагнитных исследований образцы отбирались по длине колонок через каждые 5 см. После измерения вектора ЕОН в местах изменения его полярности был проведен дополнительный отбор образцов без пропусков.

Колонка станции 1676. Величина I_n — в среднем $2,89 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, при этом в верхней части колонки (10—60 см) она минимальна и составляет около $1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Магнитная восприимчивость имеет значение $25,4 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ. Фактор Кенигсбергера — в среднем 1,58, но резко колеблется по колонке.

Колонка станции 1680. Интенсивность ЕОН для осадков колонки составляет в среднем $3,84 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС и изменяется в пределах от $1,25$ до $8,8 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Максимальной намагниченностью обладают осадки до горизонта 100 см, затем (до 160 см) наблюдается резкое уменьшение ее величины в среднем до $2,56 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС при однородном литологическом составе. Восприимчивость изменяется от 7,5 до $45 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ, а в среднем по колонке κ имеет значение $25 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ. В связи с большим значением магнитной восприимчивости фактор Q для осадков этой колонки меньше единицы (от 0,1 до 0,7), исключение составляют образцы с горизонтов 355 ($Q=0,05$) и 40 см ($Q=2,17$).

Колонка станции 1681. I_n в среднем составляет $6,16 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС (1,2— $12 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). Аномальные величины ЕОН наблюдаются на горизонтах 80 ($1,2 \cdot 10^{-6}$), 40 ($11,2 \cdot 10^{-6}$) и 60 см ($12 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). Среднее значение магнитной восприимчивости образцов всей колонки $11,2 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС с максимальным значением $\kappa=42 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС и минимальным— $1,5 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ. Фактор Q в среднем равен 2.

Колонки станций 1702, 1710. Осадки слабомагнитны: величина I_n в среднем составляет $0,5 \cdot 10^{-6}$, $1,3 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС для образцов колонки 1702 и колеблется от $0,2 \cdot 10^{-6}$ до $1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС в колонке 1710. Магнитная восприимчивость осадков высокая: $60 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС в колонке 1710 и $63 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ в колонке 1702. Фактор Q значительно меньше 1.

Колонки станций 1739, 1740 (гора Менделеева) представлены образцами с еще более слабыми магнитными свойствами.

Изучение носителей намагниченности проведено при помощи термомангнитного анализа, метода коэрцитивных спектров, спектров блокирующих температур и параметров γ_0 и Δ_m [16]. Эти методы позволяют исследовать состав ферромагнетиков любых размеров: от крупных зерен до полевых включений и пленок. Специфика использования кривых $I_{rs}(T)$ и $I_s(T)$ описана в работе Г. Н. Петровой [17]. Для сложных пород, таких как осадочные, правильнее определять температуру Кюри, срав-

нивая обе кривые. Сравнение выявляет разные генерации одного и того же минерала, так как магнитные фазы могут отличаться не по составу, а по структуре. Кривые $I_{rs_{1,2}}(T)$ являются структурно-чувствительными.

Кривые $I_{rs_{1,2}}(T)$ получены на термо-рок-генераторе К. С. Буракова [6]. На установке В. С. Печникова (Дальневосточный университет) были сняты кривые $I_s(T)$, $I_{rs}^{(1,2)}(T)$, $I_{rs}(T)$. На этой же установке получены кривые нормального намагничивания $I_r(H)$ в полях от 0 до 1500—2000 Э. Специфика снятия кривых $I_{rs}^{(1)}(T)$ и $I_{rs}^{(2)}(T)$ заключалась в следующем. При одной температуре на вибрационном магнитометре можно получить точки трех кривых. Временная последовательность операций: в нулевом поле при температуре $T^\circ\text{C}$ сначала снимается точка кривой $I_{rs}^{(2)}(T)$; включается поле (2000Э) — снимается точка кривой $I_s(T)$; поле выключается — получаем точку кривой $I_{rs}^{(1)}(T)$. Затем процесс повторяется при следующей температуре $T + \Delta T$ и т. д. КС нормально-го намагничивания и КС кривых размагничивания переменным полем $I_n(\tilde{H})$ и $I_{r1}(\tilde{H})$ строились электронно-вычислительной машиной БЭСМ-4М. Предварительно кривые $I(\tilde{H})$ сглаживались. Программа ЛПМ-4А* позволила вычислить параметры спектра нулевого состояния:

$$\gamma_0 \equiv 10^3 \frac{d^2 I_r}{dH^2} \cdot \frac{1}{I_i}; \quad \Delta_m \equiv 10 \left(\frac{dI_r}{dH} \right)_{\max} \cdot \frac{1}{I_i}$$

Здесь I_i — индуцированная геомагнитным полем намагниченность. Например, для магнетита авторы [16] указывают области $\gamma_0 = 2,5—3,5$ и $\Delta_m = 0,5—1,5$. Рассматриваемые параметры весьма чувствительны к изменениям состава ферромагнетиков.

Построение спектра блокирующих температур проводилось по программе ЛПМ-5 на ЭВМ.

Измерение остаточной намагниченности осуществлялось на рок-генераторах ИОН-1 и IR-4 (в зависимости от величины намагниченности**). Измерение магнитной восприимчивости на индукционном капиллярном цифровом выходе существенно сократило время обработки коллекции.

Исследования по намагничиванию образцов в больших полях, анализ формы кривых первичного нагрева $I_{rs_1}(T)$, СБТ и сопоставление с кривыми повторного нагрева $I_{rs_2}(T)$ позволили выделить два типа кривых, которые характеризуют различный количественный и качественный состав присутствующих в осадках носителей намагниченности. Кривые $I_{rs_1}(T)$ первого типа идут в областях температур 100—130° и 200—250°С круто вниз, затем плавно приближаются к оси абсцисс, т. е. большая часть намагниченности $I_{rs_1}(T)$ теряется при температурах 200—300°С. Повторные кривые $I_{rs_2}(T)$ в температурном интервале 20—300°С располагаются ниже кривых первичных нагревов. Анализ кривых $I_{rs_1}(T)$ первого типа показал (рис. 2а, б), что в образцах кроме магнетита присутствует маггемит (гидроокислы, вероятно, находятся в парамагнитном состоянии и не принимают участия в создании ЕОН), распад которого наблюдается в области температур 200—300°С. Второй тип кривых имеет пологий характер (см. рис. 2в). Анализ кривых второго типа указывает на присутствие магнетита с незначительными включениями гематита в осадке. Основная часть изученных термомагнитным способом образцов обладает кривыми $I_{rs}(T)$ второго типа. Например,

* См. статью М. И. Малахова «Вопросы автоматизации обработки палеомагнитных данных» в настоящем сборнике.

** Чувствительность в ед. СГС: ИОН-1 — $5 \cdot 10^{-8}$, IR-4 — $1 \cdot 10^{-9}$.

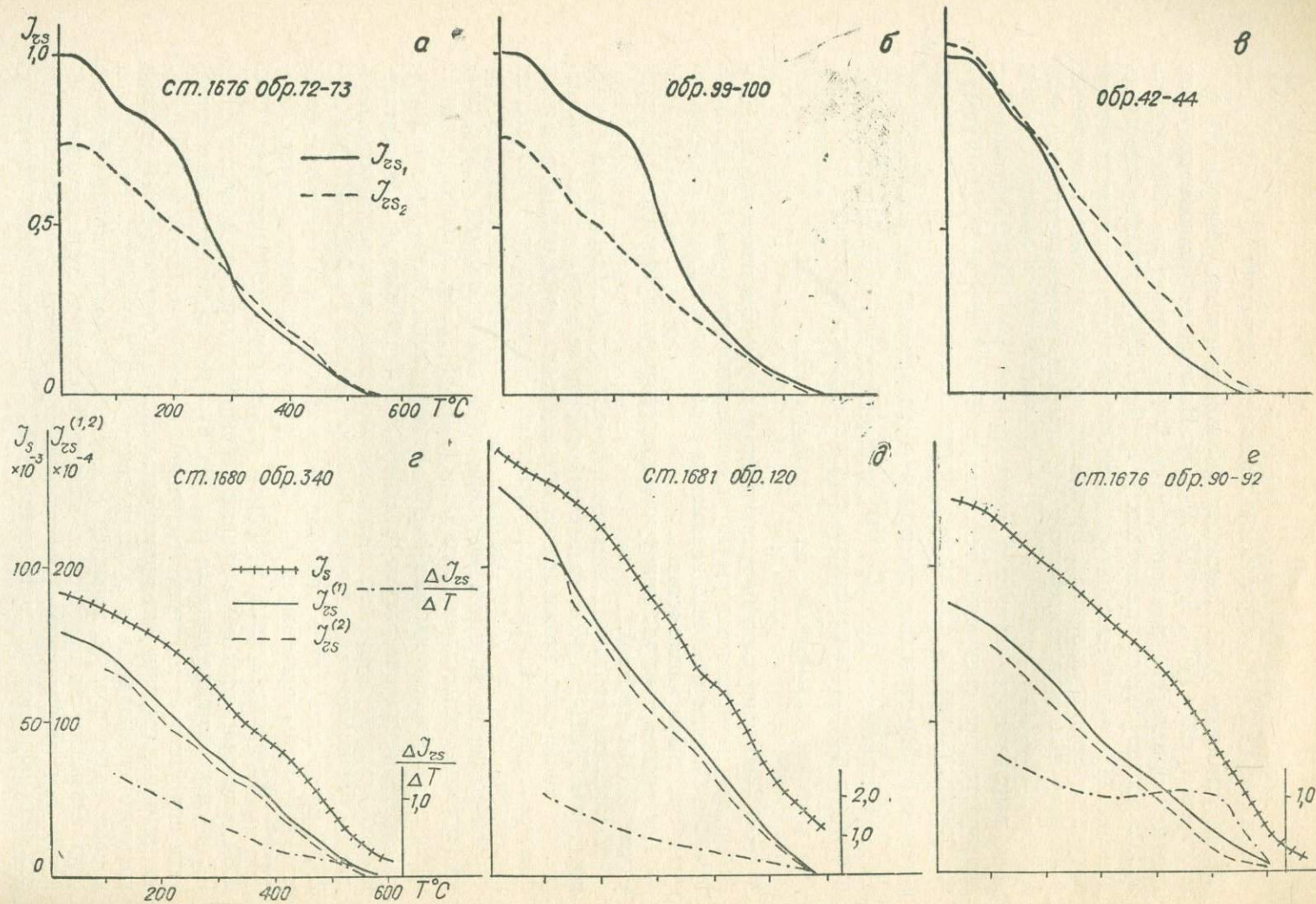


Рис. 2. Термомагнитный анализ образцов донных отложений

образец 340 (основание колонки станции 1680) содержит почти только один магнетит. На кривых $I_s(T)$, $I_{rs}^{(1)}(T)$ и $I_{rs}^{(2)}(T)$ отмечается точка Кюри 578°C и незначительный гематитовый «хвост». Отношение $I_{rs}(20^\circ\text{C})/I_s(20^\circ\text{C})=0,185$ [19] характеризует скорее всего однодоменное (или псевдооднодоменное) состояние тонкодисперсного магнетита. Структурных и минералогических изменений ферромагнитных минералов во время нагрева не наблюдалось (см. рис. 2 г), величина $\Delta I_{rs}(T)/\Delta T^*$ плавно убывает почти до нуля в точке $T=578^\circ\text{C}$. У образца 120 (колонка станции 1681) (см. рис. 2д) $I_{rs}(T)/I_s(T)=0,19$ при $T=20^\circ\text{C}$; точка Кюри $T_c=578^\circ\text{C}$, и в ней $\Delta I_{rs}(T)/\Delta T$ также стремится к нулю. Термомагнитный анализ образца 90-92 (колонка станции 1676) указывает на две точки Кюри 575 и 675°C . Гематита в этом образце несколько больше, чем в двух предыдущих (см. рис. 2е), $I_{rs}(20^\circ\text{C})/I_s(20^\circ\text{C})=0,15$. Перед снятием кривых $I(T)$ для образца 90-92 предварительно исследовалась кривая нормального намагничивания. КС имеет один максимум (рис. 3а), что подтверждает однокомпонентность I_r , а значит и однокомпонентность I_n . Были получены (колонка 1681) кривые $I_r(H)$ для образцов 100 и 355 (см. рис. 3б, в). Параметры спектра нулевого состояния для этих трех образцов (см. рис. 3а, б, в) примерно такие: $\gamma_0=4$, $\Delta_m=1,8$. Насыщение намагниченности наступает в магнитных полях при $H=1500-2000$ Э. Область Релея кривой нормального намагничивания представлена интервалом до 180 Э. Оба фактора характерны для магнетитовой компоненты.

Исследования состава ферромагнитных минералов показали присутствие в основном тонкодисперсного магнетита с примесью маггемита. То, что намагниченность I_n связана с магнетитом, показывает сравнение кривых $I_{rs}(T)$ и $I_n(T)$, $I_{r1}(\tilde{H})$ и $I_n(\tilde{H})$ (рис. 3, 4, 5).

Для доказательства первичности ЕОН осадков определена природа образования I_n . Исследования образцов по описанной ниже методике выявили наличие намагниченности ориентационного характера с некоторой долей вязкой I_{rv} . Диагностический коэффициент \bar{P}_1 вида намагниченности, рассчитанный для образцов пяти исследованных колонок, имеет значения порядка 9—10. Опыты по переосаждению осадков не проводились из-за недостаточного количества осадочного материала.

Оценка палеомагнитной стабильности пород по отношению к переменному полю и температуре была проведена с целью отбраковки образцов, не сохранивших первичную намагниченность. С момента отбора образцов, первого измерения на судне коллекция содержалась в пермалловом экране, т. е. в пространстве с нулевым магнитным полем. Релаксационные процессы в нулевом поле уменьшают вязкую компоненту намагниченности.

Эксперименты показали, что полностью палеомагнитно-нестабильных образцов среди изученных нет ($PIS > 0,23$). $D(\tilde{H})$ и $J(\tilde{H})$ при размагничивании образцов переменным полем показывают по направлению одну компоненту намагниченности (см. рис. 3г, д, е). Наличие только одной компоненты ЕОН ориентационной природы, созданной тонкодисперсным магнетитом, доказывает первичность намагниченности.

Исследования Американа [26] выявили влияние размера магнетитовых зерен на соотношение ориентационной намагниченности I_{r0} к идеальной I_{r1} донных осадков. Он показал, что частицы магнетита, размер которых больше 38 мкм, не вносят существенного вклада в I_{r0} и, наоборот, определяют I_{r1} осадка. Соотношение I_{r0} и I_{r1} используется

* $\Delta I_{rs}(T) = I_{rs}^{(1)}(T) - I_{rs}^{(2)}(T)$.

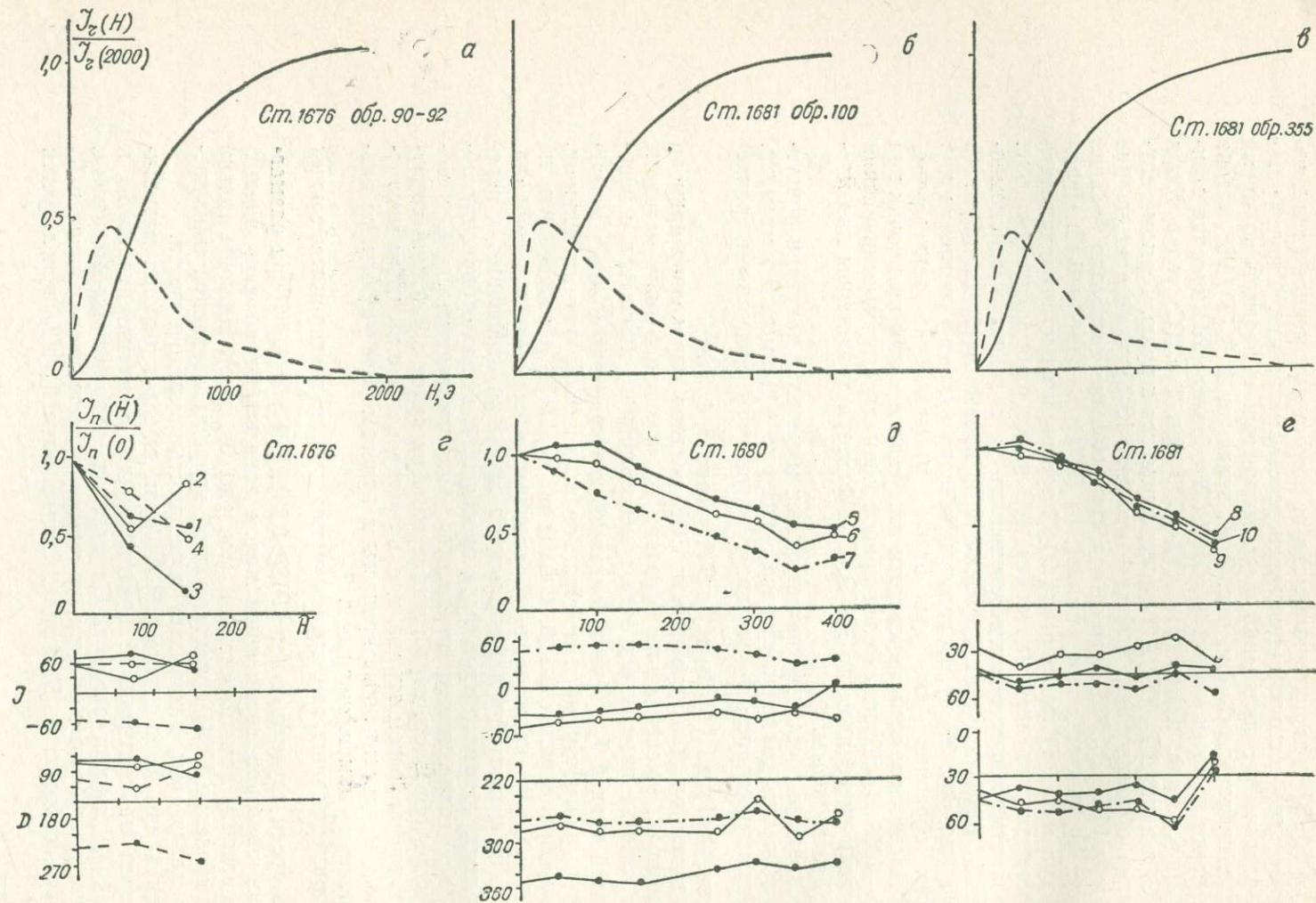


Рис. 3. Типичные кривые нормального намагничивания $J_z(H)$ и размагничивания $J_n(\tilde{H})$ переменным полем
 а, б, в — кривые нормального намагничивания и их коэрцитивные спектры; г, д, е — кривые размагничивания переменным полем. Номера образцов:
 1 — 80—81, 2 — 90—92, 3 — 97—100, 4 — 189—190, 5 — 120, 6 — 305, 7 — 340, 8 — 85, 9 — 155, 10 — 295

при вычислении параметра \bar{P}_t и для оценки напряженности древнего геомагнитного поля безнагревным способом.

Сравнение I_n и I_{rt} для диагностики вида намагниченности уже использовали авторы работ [17, 22], и все-таки на вопросе о специфике видов (сходство и различие) остаточной намагниченности еще раз следует остановиться.

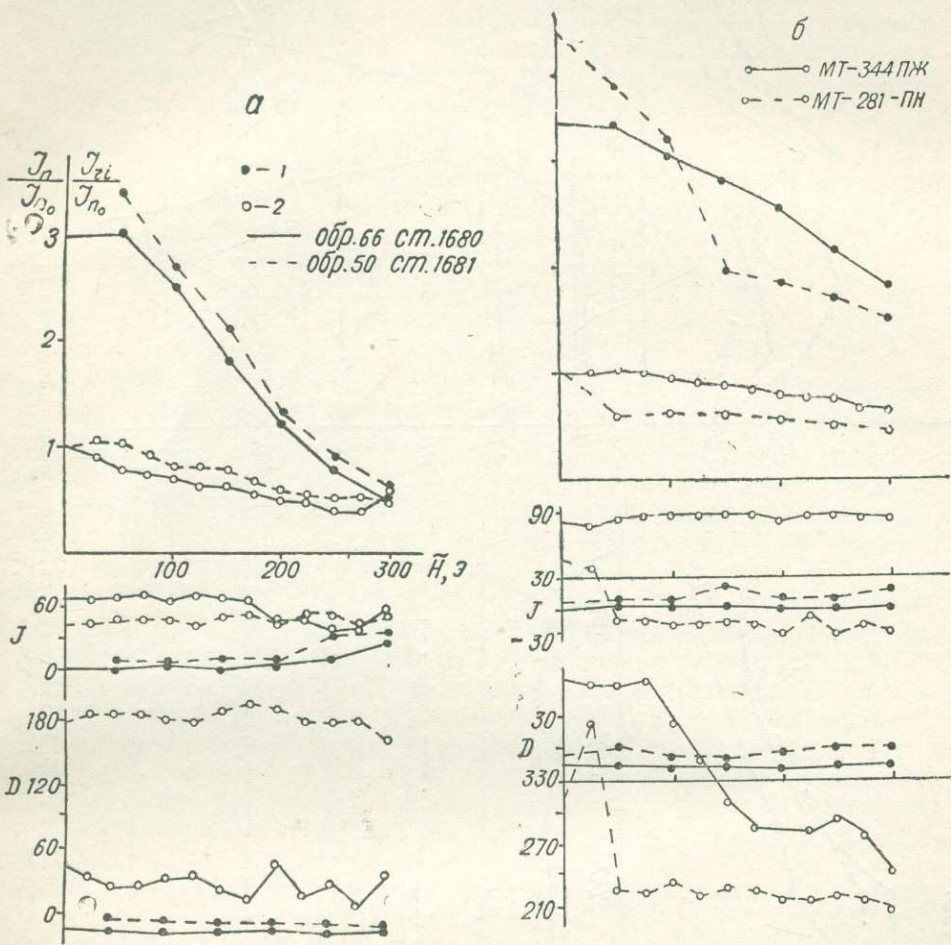


Рис. 4. Сравнение кривых размагничивания естественной остаточной намагниченности I_n и идеальной I_{rt}
 а — образцы донных осадков, б — образцы, пересаженные в лабораторном поле.
 1 — кривая намагниченности I_{rt} , 2 — кривая I_n

Не используя теорию подобия и размерностей, авторы априорно утверждают, что моделировать I_{rt} и I_{ro} и другие виды намагниченности можно достаточно уверенно. Моделирование I_{ro} позволило палеомагнитологам определить природу намагниченности I_n методом пересадки [1, 24]. Диагностическим коэффициентом вида I_n является коэффициент $P = I_n/I_{ro}$. Но к сильно литифицированным породам нельзя применить метод пересадки. В этом случае можно использовать для сравнения с I_n лабораторную I_{rt} тех же образцов. С учетом интенсивности лабораторного $H_{л}$ и древнего геомагнитного $H_{др}$ полей определим коэффициент \bar{P}_t :

$$\bar{P}_t = \frac{I_{rt} \cdot H_{др}}{I_n \cdot H_{л}}$$

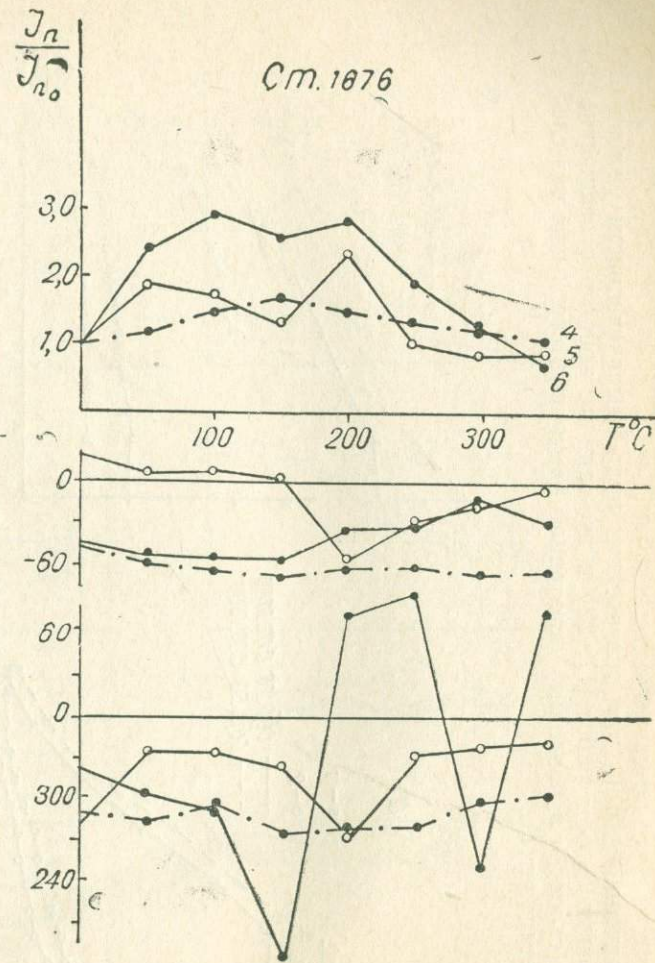
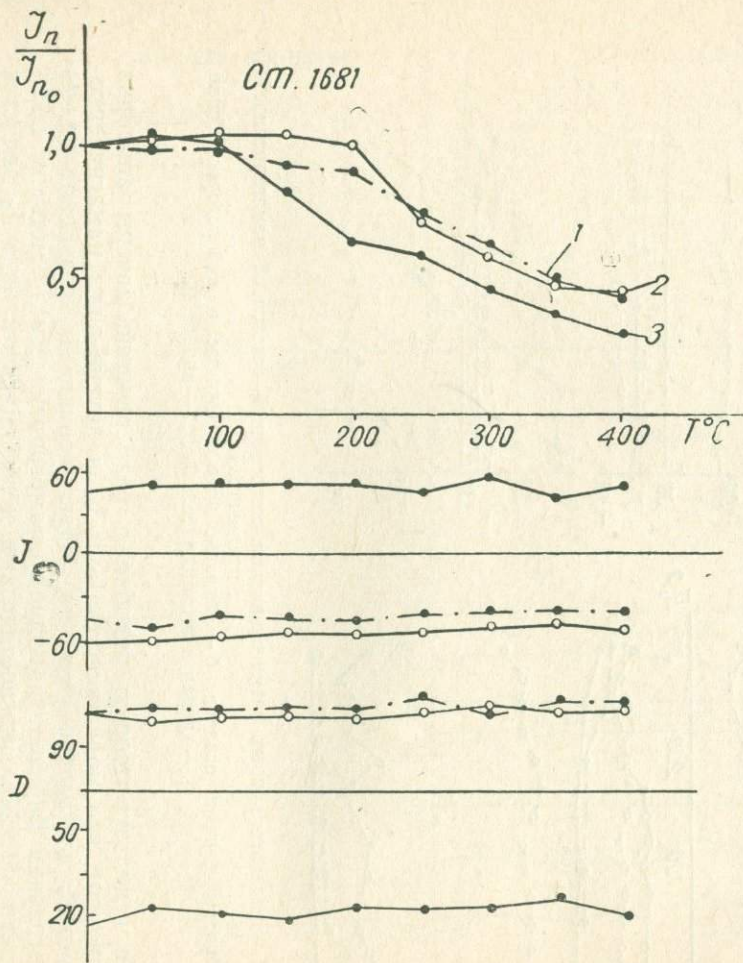


Рис. 5. Кривые температурного размагничивания I_n
 1 — обр. 220, 2 — обр. 110, 3 — обр. 55, 4 — обр. 135, 5 — обр. 96, 6 — обр. 81

Нагата [15, с. 136] приводит отношение I_n к $I_{гт}$, где I_n — намагниченность десяти образцов лав, излившихся в 1941 году, а $I_{гт}$ — термоостаточная намагниченность образцов, созданная в поле 0,45 Э. На основании этого эксперимента можно сделать предположение: если намагниченность I_n термоостаточная или химическая $I_{гс}$, то \bar{P}_t примерно будет равен единице и $\bar{P}_t > 1$, если I_n — ориентационная. При вычислении \bar{P}_t возможны ошибки из-за необратимых минералогических превращений в образцах при создании лабораторной $I_{гт}$. Указанные ошибки можно исключить, если использовать соотношение величин термоостаточной $I_{гт}$ и идеальной $I_{г1}$ намагниченностей, полученных в одном и том же поле [5]:

$$I_{гт} \cong C \cdot I_{г1}, \quad 2 < C < 3. \quad (13)$$

Приближенное равенство (13) превращается в строгое при предварительных исследованиях параметра C на образцах-дублях. Таким образом, для минералогически нестабильных образцов следует создавать лабораторную не термоостаточную $I_{гт}$, а идеальную $I_{г1}$.

$$\bar{P}_i = \frac{C \cdot I_{г1} \cdot H_{др}}{I_n H_n}$$

Из последнего соотношения вытекает, что $\bar{P}_i \approx 1$, если I_n термоостаточной или химической природы; $\bar{P}_i < 1$, если $I_n = I_{г0}$ — ориентационная. Для определения коэффициента \bar{P}_i мы взяли за основу теорию Шолпо — Белокопя [5] об отображении $I_{гт}$ на схеме Прейзаха — Нееля. Согласно этой теории явления, связанные с термоостаточным намагничиванием, «выделяют» на схеме Прейзаха область, совпадающую по форме с областью перемагничивания при образовании идеальной остаточной намагниченности, полученной в том же поле. Расчет коэффициентов \bar{P}_i (или \bar{P}_t) по одному измерению может привести к большой систематической ошибке. Неблагоприятный эффект можно уменьшить, если использовать всю кривую размагничивания, а не одну только ее начальную точку. Совпадение или несовпадение кривых размагничивания I_n с $C \cdot I_{г1}$ или с $I_{гт}$ (кривую размагничивания I_n можно сравнить и с кривой размагничивания $I_{г0}$, если применяется метод переосаждения) подтвердит, что высказанные предположения о природе I_n правильны [4]. Мера сходства этих кривых оценивается количественно по коэффициентам:

$$\bar{P}_i = \sum_k P_i(X_k) / m, \quad (14)$$

$$\bar{P}_t = \sum_k P_t(X_k) / m, \quad (15)$$

где $P_i(X_k) = C' I_{г1}(X_k) / I_n(X_k)$, а $C' = C \cdot H_{др} / H_n$ и

$$P_t(X_k) = I_{гт}(X_k) \cdot H_{др} / I_n(X_k) \cdot H_n.$$

В формулах (14) и (15) $X_k = T_k$ или \tilde{H}_k ($k=1, 2, \dots, m$) в зависимости от того, каким способом проводится размагничивание образцов. Коэффициенты $P(X_k)$ корректнее вычислять по относительно линейному участку кривых размагничивания. Интервал (X_1, X_m) определяется по стабильности трех намагниченностей к размагничиванию переменным полем \tilde{H} или температурой T . Рассмотрим, как выбирается интервал при размагничивании переменным полем. Процесс размагничивания должен быть представлен на стереопроекции. Интервал стабильности (\tilde{H}_1, \tilde{H}_m) — интервал полей, при которых точки на стереопроекции располагаются кучно. Построение P_i на этом интервале можно проводить, если образец магнитостабилен, то есть если палеомагнитный индекс стабильности

(PIS) больше 0,11 * [30]. Вычисление последнего проводится по формуле:

$$PIS = MBI \cdot \frac{\tilde{H}_m - \tilde{H}_1}{\tilde{H}_{max}}, \tilde{H}_{max} \approx 800 \text{ Э.}$$

Здесь MBI — индекс Мина — Бридена [27], $MBI = \sum_k VI_k / m$, где $VI_k = I - |\vec{I}_k - \vec{I}_{k+1}| / I_k$, $k=1, 2, \dots, m$; m — число точек выбранного интервала кривой $I_n(\tilde{H})$.

Если образец палеомагнитно-стабильный и найден интервал $(\tilde{H}_1, \tilde{H}_m)$, то кривую $I_{Г1}(\tilde{H})$ рационально получать именно в этом интервале. Выбор $(\tilde{H}_1, \tilde{H}_m)$ позволяет исключить помехи, которые могут быть вызваны вязкой намагниченностью, так как переменное поле величиной \tilde{H}_1 снимает большую часть вязкой намагниченности.

Для проверки количественного способа использовались образцы тонкодисперсных осадков с детритовой намагниченностью, полученной в современном геомагнитном поле**. В этом же поле создавалась $I_{Г1}$ исследуемых образцов после снятия кривых размагничивания переменным полем $I_n(\tilde{H})$ (см. рис. 4б).

Вычисление коэффициента \bar{P}_i этих образцов (при $C \cong 2$) осуществлялось по 5—7 точкам интервала стабильности. Как видно из табл. 1,

Таблица 1

		Расчет коэффициента \bar{P}_i						
$\tilde{H}, \text{ Э}$		0	50	100	150	200	250	300
Обр. МТ-344-ПЖ	$I_{Г1} \cdot 10^{-6}$ ед. СГС	15,5	15,15	14,4	13,1	11,25	10	8,3
	$I_n \cdot 10^{-6}$ ед. СГС	5,4	4,56	4,4	4,05	3,75	3,5	2,9
	P_i	2,87	3,32	3,27	3,23	3,16	2,85	2,9
	$\sum_{k=1}^7 P_i(\tilde{H}_k) / 7 = 3,09$							$\bar{P}_i = 3,09 \cdot 2 = 6,18$
Обр. МТ-281-ПН	$I_{Г1} \cdot 10^{-6}$ ед. СГС	—	—	1,29	1,0	0,8	0,69	0,59
	$I_n \cdot 10^{-6}$ ед. СГС	—	—	0,24	0,24	0,23	0,21	0,19
	P_i	—	—	5,37	4,34	3,47	3,28	3,10
	$\sum_{k=1}^5 P_i(\tilde{H}_k) / 5 = 3,9$							$\bar{P}_i = 3,9 \cdot 2 = 7,8$

$\bar{P}_i = 6,18$ и 7,8. Вычисление \bar{P}_i образцов с термоостаточной природой I_n проведено по материалам работы Т. Нагаты [15, с. 136] (табл. 2).

Предлагаемый способ определения природы образования ЕОН по коэффициенту P_i (или P_t) опробован на ограниченном количестве образцов и дал обнадеживающие результаты. И все-таки методическая сторона требует доработки с позиций более четкой количественной формулировки способа. Так, для разделения намагниченностей (термооста-

* Если $PIS < 0,11$, образец дальнейшей обработке не подлежит.

** Пересаживание проведено В. И. Ремизовским, коэффициент $P \cong 1$.

точная или химическая, химическая или ориентационная), в свойствах которых обнаружено большое сходство, следует поставить ряд экспериментов для набора статистических данных по идентификации $I_{гс}$.

Таблица 2

Расчет коэффициента P_t

№ обр.	$I_{гт} (H = 0,5) \cdot 10^{-2} \text{ед. СГС}$	$I_n \cdot 10^{-2} \text{ед. СГС}$	\bar{P}_t
58	1,34	1,40	0,96
59	1,72	2,24	0,76
63	0,54	0,47	1,12
65	0,54	0,51	1,05
68	1,50	1,44	1,04
70	1,57	1,63	0,96
71	1,28	1,41	0,91
73	0,56	0,49	1,14
25	2,28	2,20	1,03

$$P_t^{ср} = 0,97$$

лабораторного полей в месте формирования намагнитченностей I_n и $I_{гс}$:

$$P = \frac{I_n H_d}{I_{гс} H_{др}}$$

Намагнитченность не является линейной функцией магнитного поля; так, уравнения трех основных видов намагнитченности — термоостаточной, химической и ориентационной [14, 23, 35] — представляют собой:

$$I_{гт} \sim th(K_t); I_{гс} \sim L(K_c); I_{гс} \sim L(K_o). \quad (16)$$

Здесь значения кучности $K_t = V_B I_s (T_B) \cdot H / (k \cdot T_B)$; $K_c = V_B I_s (T) \cdot H / (k \cdot T)$; $K_o = V_B I_s H / E_o$, V_B — объем частиц, I_s — спонтанная намагнитченность при блокирующей температуре T_B и T , k — постоянная Больцмана, E_o — энергия гидродинамического возмущения, $k \cdot T_B = E_t$ — теплового, $k \cdot T = E_c$ — химического. По физической природе энергии E_o , E_c , E_t могут быть упорядочены:

$$E_o > E_c \sim E_t. \quad (17)$$

При палеомагнитных исследованиях значимой считается совокупность векторов I_n с кучностью $K > 3$, а при $K > 1$ в формулах (16) разложение функции Ланжевена и гиперболического тангенса в ряд по кучностям невозможно, но тогда намагнитченность всех трех видов нелинейно связана с величиной геомагнитного поля (H). Такой нежелательный эффект можно исключить. Из соотношения (17) следует:

$$K_o < K_c \leq E_t. \quad (18)$$

Последним можно воспользоваться для решения вопроса о происхождении ЕОН. Предварительно необходимо вычислить кучность K_n , соответствующую намагнитченности I_n , провести переосаждение осадков и еще раз определить кучность. Если ЕОН ориентационная, то (с учетом величины полей, сохранности магнитного момента $M = V_B I_s$ равенства $K_n = M H_{др} / E_n$) можно записать соотношение:

$$\frac{K_n \cdot H_d}{K_o \cdot H_{др}} = \frac{M}{E_n / E_o} = E_o / E \sim 1,$$

так как $E_n \cong E_o$. Здесь K_n и K_o — кучности до и после переосаждения. Если же намагнитченность I_n была термоостаточной или химической, то

$$\frac{K_n \cdot H_d}{K_o \cdot H_{др}} = \frac{M}{E_{t(c)} / E_o} = E_o / E_{t(c)} > 1.$$

Таким образом, соотношение $\frac{K_n H_n}{K_0 \cdot H_{др}} \equiv G$ является параметром, который может дать информацию о происхождении естественной остаточной намагниченности.

Авторам статьи не удалось в диагностических целях использовать метод переосаждения и его модификацию [12]. Тем не менее, проведено количественное сравнение идеальной намагниченности $I_{г1}$ с ЕОН I_n донных осадков. В будущих исследованиях предполагаем к существующим магнитным методам определения первичности I_n присовокупить и геологические. Такой симбиоз магнитных и минералогических данных используют палеомагнитологи [13]. Большую информацию о синхронности намагниченности времени образования осадочных пород дает анализ палеогеографических условий их формирования в комплексе с литолого-петрографическими исследованиями [8].

Наряду с анализом палеогеографической обстановки формирования осадка для диагностики вида ЕОН можно воспользоваться методом «длинных частиц» [18]. Д. М. Печерский использовал метод «длинных частиц» для определения склонения древнего геомагнитного поля. Он отметил, что равномерное распределение длинных осей ферромагнитных частиц при отсутствии выполаживания наклона \vec{I}_n может служить критерием химического происхождения зерен. Равномерное угловое распределение длинных осей соответствует немагнитным и магнитным частицам, если последние не обломочного (не ориентационного) происхождения, а химического. Такой подход к вопросу о происхождении зерен ферромагнитных минералов (а значит и созданной ими намагниченности I_n) можно обосновать математически.

Жесткая связь направления оси (e) частицы и магнитного момента последней (из-за большой энергии анизотропии формы момент M направлен по длинной оси (e) зерна) дает возможность экспериментального определения функции распределения $f(\theta)$ длинных осей частиц по углу ($0 \leq \theta \leq \pi/2$). 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 $f(\theta)$ и магнитных моментов $V(\theta)$ существует связь. dN'_θ — число частиц, длинные оси которых ориентированы по отношению к внешнему полю под углом θ в интервале $(\theta, \theta + d\theta)$:

$$dN'_\theta = Nf(\theta) \sin \theta 2\pi d\theta.$$

Множитель 2π получен при интегрировании по углу φ (аксиальная симметрия).

Условие нормировки функций $f(\theta)$ и $V(\theta)$ следующее:

$$N \int_0^{\pi/2} f(\theta) \sin \theta 2\pi d\theta = N; \quad N \int_0^{\pi} V(\theta) \sin \theta 2\pi d\theta = N,$$

где $N 2\pi V(\theta) \sin \theta d\theta = dN''_\theta$.

Функции $f(\theta)$ и $V(\theta)$ обладают следующим свойством из-за симметрии модели:

$$f(\theta) = V(\theta) + V(\pi - \theta). \quad (19)$$

Число частиц, оси которых находятся под углом θ в интервале $(\theta, \theta +$

$d\theta$), равно dN'_θ . Магнитные моменты этих частиц располагаются под углами θ и $\pi-\theta$, тогда: $dN'_\theta = dN''_\theta + dN''_{\pi-\theta}$,

$$2\pi Nf(\theta) \sin \theta d\theta = 2\pi NV(\theta) \sin \theta d\theta + 2\pi NV(\pi-\theta) \sin \theta d\theta.$$

Из последнего равенства следует свойство (19). По функции $f(\theta)$ определим соответствующую ей интегральную функцию распределения $F_K(\theta)$:

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

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

где $K = MN\lambda/N_0$; $0 \leq \theta \leq \pi/2$.

$W_K(\theta)$ — интегральная функция распределения магнитных моментов по углу ($0 \leq \theta \leq \pi$):

$$W_K(\theta) = 2\pi \int_0^\theta V(\theta) \sin \theta d\theta = \frac{e^K - e^{K\cos\theta}}{2\operatorname{sh}K}.$$

Рассмотрим некоторые свойства функций $f(\theta)$ и $V(\theta)$, $F_K(\theta)$ и $W_K(\theta)$. Функции $V(\theta)$ и $W_K(\theta)$ характеризуют для немагнитных частиц равномерное распределение магнитных моментов при $K \rightarrow 0$:

$$V_{K \rightarrow 0}(\theta) = \frac{1}{4\pi} \equiv V_0; \quad W_{K \rightarrow 0}(\theta) = \frac{1}{2}(1 - \cos \theta) \equiv W_0(\theta),$$

а функции $f(\theta)$ и $F_K(\theta)$ соответствуют равномерному распределению осей:

$$f_{K \rightarrow 0}(\theta) = \frac{1}{2\pi} \equiv f_0; \quad F_{K \rightarrow 0}(\theta) = 1 - \cos \theta \equiv F_0(\theta).$$

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

$$f(\theta) \cong V(\theta); \quad F_K(\theta) \cong W_K(\theta).$$

Визуальные исследования необходимо проводить в областях шлифа, которые содержат подходящие зерна ферромагнетиков: наиболее пригодны зерна менее 10 мкм с удлинением $1,5 \leq \frac{l}{d} \leq 3$, где l — длина, d — ширина зерна. Для расчета по методу «длинных частиц» в ориентированном образце делается срез по плоскости слоя, определяется ориентировка нескольких сотен ($\sim 200-300$) зерен и строится гистограмма функции распределения $f(\theta)$ длинных осей по интервалам их ориентировки ($\pm 5^\circ$) при $0 \leq \theta \leq \pi/2$.

Д. М. Печерский использовал частоту $\left(\frac{N_i}{\Sigma N_i} \right)_0$ как степень ориен-

тировки частиц по полю H [18]. Нетрудно установить связь между частотой и функциями $f(\theta)$ и $F_K(\theta)$. По определению функции $f(\theta)$ число частиц, длинные оси которых ориентированы по отношению к внешнему полю под углом θ_1 в интервале $\Delta\theta_1 = \pm 5^\circ$, равно:

$$N_i \equiv \Delta N'_\theta = 2\pi Nf(\theta_1) \sin \theta_1 \Delta\theta_1.$$

Частота $\left(\frac{N_i}{\Sigma N_i} \right)_0$ — это отношение числа частиц, ориентированных под

углом Θ_i с $\Delta\Theta_i = \pm 5^\circ$ к общему числу частиц $N = \sum N_i$. Тогда дифференциальная эмпирическая функция распределения осей равна:

$$f(\Theta_i) = \left(\frac{N_i}{\sum N_i} \right)_0 / 2\pi \sin \Theta_i \Delta\Theta_i, \quad i = \overline{1, 9}.$$

Интегральная эмпирическая функция распределения осей записывается в виде равенства:

$$F_k(\Theta_i) = 2\pi \sum_{i=1}^{1 \leq e \leq e} \left(\frac{N_i}{\sum N_i} \right)_0 \frac{\sin \Theta_i \Delta\Theta_i}{2\pi \sin \Theta_i \Delta\Theta_i} = \sum_{i=1}^e \left(\frac{N_i}{\sum N_i} \right)_0.$$

Для немагнитных частиц обломочного происхождения и магнитных частиц химической природы обе эти функции характеризуют равномерное распределение длинных осей, что способствует оценке природы ЕОН осадков.

Выводы

Негативное влияние систематических и случайных динамических процессов на частицы глубоководных осадков заключается в следующем:

а) если величина древнего геомагнитного поля меньше значения эффективного поля систематических сил немагнитной природы ($H_{др} < H_{сп}$), то по таким осадкам нельзя проводить палеомагнитные стратиграфические построения;

б) гидродинамические потоки могут полностью сносить осадочный материал, что приведет к перерыву процесса осадконакопления и полной потере информации;

в) турбидитные потоки хаотически переслаивают осадочный материал, вымывают ранее образовавшийся осадок;

г) характеристикой дезориентирующего влияния среды при седиментации ферромагнитных и немагнитных частиц является спектральная плотность.

При формировании намагниченности осадков должны выполняться неравенства $H_{др} \gg H_{сп}$ и $K > 3$; последнее требование накладывает ограничение на величину спектральной плотности $N_o < MN\lambda/3$.

Возможность моделирования в лабораторных условиях основных видов ЕОН ($I_{гт}$, $I_{гс}$, $I_{гс}$ и др.) привела к созданию методов диагностики природы образования I_n : моделирование $I_{гс}$ используется в методе пересадки, моделирование $I_{гт}$ и $I_{гт}$ — в предложенном способе, основой которого является метод сравнения характеристик стабильности различных видов намагниченности. Если кривые размагничивания естественной и искусственной намагниченности одного и того же образца совпадают, то природа образования этих намагниченностей одинакова.

Мерой совпадения кривых размагничивания являются коэффициенты \bar{P}_1 или \bar{P}_t :

$$\bar{P}_i = \begin{cases} \text{порядка единицы для } I_n = I_{гт} \\ \text{первые единицы для } I_n = I_{гс} \\ \text{порядка десяти и более для } I_n = I_{гс}. \end{cases}$$

Последовательность работ при вычислении \bar{P}_1 (\bar{P}_t) следующая:

- получение кривой $I_n(X)$;
- создание намагниченности $I_{гт(t)}$ в постоянном поле менее 1 Э;
- определение интервала (X_1, X_m);
- получение кривой $I_{гт(t)}(X)$;
- вычисление коэффициентов \bar{P}_1 или \bar{P}_t по точкам соответствующих кривых в интервале (X_1, X_m).

Такую последовательность работ рекомендуется применять в методе переосаждения для вычисления коэффициента P по формуле:

$$\bar{P} = \sum_k P(\tilde{H}_k) / m, \quad P(\tilde{H}_k) = \frac{I_n(\tilde{H}_k) N_n}{I_{го}(\tilde{H}_k) N_{др}}$$

Для диагностики природы намагниченности слаболитифицированных осадочных пород может быть использован коэффициент G .

Палеомагнитный метод «длинных частиц» может способствовать определению природы образования зерен ферромагнитных минералов (обломочная или химическая природа), а значит и созданной ими намагниченности.

Детальные магнитно-минералогические исследования глубоководных донных осадков, отобранных в 21-м рейсе НИС «Дм. Менделеев», подтвердило их пригодность для палеомагнитных стратиграфических построений.

Тонкодисперсность магнетитовых частиц позволяет использовать безнагревные способы определения палеонапряженности геомагнитного поля.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багина О. Л. Оценка природы естественной остаточной намагниченности по коэффициенту переосаждения. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1968, № 8, с. 99—102.
2. Багина О. Л. Метод переосаждения в вопросе о происхождении естественной остаточной намагниченности: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук, М., 1968, 14 с. В надзаг.: Моск. ун-т им. М. В. Ломоносова.
3. Баженов М. Л., Рябушкин П. К. Применение статистических критериев согласия в палеомагнитных исследованиях. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1978, № 7, с. 100—104.
4. Безуглая Л. С., Мартынова Т. А., Рыбак Р. С. Метод сравнения характеристик стабильности. — В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Красноярск: Изд. СО АН СССР, 1963, с. 97—107.
5. Белоконь В. И., Кочегура В. В., Шолпо Л. Е. Методы палеомагнитных исследований горных пород. Л.: Недра, 1973. 248 с.
6. Бураков К. С. Термомагнетометр. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1977, № 5, с. 92—95.
7. Бураков К. С., Рябушкин П. К. О намагниченности крупнозернистых осадков. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1975, № 7, с. 127—128.
8. Гнибиденко З. Н. Методы изучения ферромагнитных минералов осадочных пород при палеомагнитных исследованиях. — В кн.: Вопросы рудной геофизики. Новосибирск, 1969, с. 67—82. (Тр. СНИИГГИМС; Вып. 92).
9. Ирвинг Е. Природа палеомагнетизма торридонских песчаников северо-западной Шотландии. — В кн.: Палеомагнетизм. М.: ИЛ, 1962, с. 94—110.
10. Казаков В. А. Введение в теорию марковских процессов и некоторые радиотехнические задачи. М.: Сов. радио, 1973. 232 с.
11. Линькова Т. И. Основные проблемы изучения глубоководных донных осадков. — В кн.: Материалы IX конф. по вопросам постоянного геомагн. поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973, ч. 3, с. 101—103.
12. Малахов М. И. Об использовании величины кучности при исследовании естественной остаточной намагниченности методом переосаждения. — Геол. и геофиз., 1979, № 11, с. 149—151.
13. Михайлова Н. П., Глевасская А. М., Цыкора В. Н. Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена. Киев: Наукова думка, 1974. 250 с.
14. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 346 с.
15. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: ИЛ, 1956. 226 с.
16. Панфилов В. А., Шолпо Л. Е., Щекин М. Н. Элементы диагностики ферромагнитных минералов по кривым нормального намагничивания образцов горных пород. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: Тез. докл. съезда. М., 1976, ч. 2, с. 73.
17. Петрова Г. Н. Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях. Геомагнитные исследования. М., 1977, № 19, с. 40—49.
18. 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; Вып. 37).

19. Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю., Шаронова З. В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
20. Трухин В. И. Введение в магнетизм горных пород. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. 275 с.
21. Храмов А. Н. Ориентационная намагниченность тонкодисперсных осадков. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1968, № 1, с. 116—120.
22. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 250 с.
23. Шилов Н. А., Малахов М. И., Линькова Т. И. Литогенез и гранулометрия мелкозернистых осадочных пород при образовании остаточной намагниченности. — Колыма, 1978, № 11, с. 39—42.
24. 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).
25. Amerigan C. Sea-floor dynamic processes as the possible cause of correlation between paleoclimatic and paleomagnetic indices in deep-sea sedimentary cores. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 21, N. 3, 1974, p. 321—326.
26. Amerigan C. Measurement of the effect of particle size variation on the detrital remanent magnetization to anhysteretic remanent magnetization ratio in some abyssal sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 36, N. 3, 1977, p. 434—442.
27. Briden J. C. A stability index of remanent magnetism. *J. Geophys. Res.*, v. 77, N. 8, 1972, p. 1401—1405.
28. Collinson D. W. Depositional remanent magnetization in sediments. *J. Geophys. Res.*, v. 70, N. 18, 1965, p. 4663—4668.
29. Fisher R. A. Dispersion on a sphere. *Proc. Royal Soc., London, ser. A*, N. 217, 1953, p. 295—305.
30. Giddings J. W., McElhinny M. W. A new index of palaeomagnetic stability for magnetite-bearing igneous rocks. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, v. 44, N. 3, 1976, p. 239—251.
31. Kent D. V. Post-depositional remanent magnetization in deep-sea sediment. *Nature*, v. 246, N. 2, 1973, p. 5427.
32. Nagata T. Notes on detrital remanent magnetization of sediments. *J. Geomag. Geoelectr.*, v. 14, N. 2, 1962, p. 99—106.
33. Nogarov P. B., Georgiev H. M. On a theoretical model about the origin of the depositional remanent magnetization of sedimentary rocks. *Compt. rend. Acad. bulg. Sci.*, v. 23, N. 2, 1970, p. 157—160.
34. Stacey F. D. On the role of Brownian motion in the control of detrital remanent magnetization of sediments. *Pure and Appl. Geophys.*, v. 98, N. 6, 1972, p. 139—145.
35. Stacey F. D., Banerjee S. K. The physical principles of rock magnetism. Amsterdam c. a., 1974, p. 195.

ЕСТЕСТВЕННАЯ ОСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ ВЕРХНЕТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

При комплексном биостратиграфическом и палеомагнитном изучении осадочных пород карнийского и норийского возраста (Омолоцкий массив) [1, 2] были найдены участки со значительным изменением магнитных параметров D и J. Но из-за недостатка информации, обусловленного большими пропусками между точками отбора (2—3 м), характер этого изменения не был выявлен. Для уточнения палеомагнитной характеристики отдельных частей изучаемого опорного разреза верхнего триаса и выявления возможных палеомагнитных реперов в полевой период 1975 г. сотрудником лаборатории палеомагнетизма В. В. Юнкеровым был проведен дополнительный отбор ориентированных шtuффов с интервалом 0,4—0,7 м. Повторно опробованы следующие участки разреза: граница зон Neosirenites и Pinacoseras (карнийский ярус), средняя часть зоны Pinacoseras, граница зоны Pinacoseras (карнийский ярус) и монотисовых слоев (норийский ярус) [2]. Дополнительно отобраны ориентированные образцы из надмонотисовой толщи. Подробная геологическая характеристика пород изложена в работе, посвященной анализу результатов палеомагнитных и биостратиграфических исследований [2].

Коллекция ориентированных образцов обработана по стандартной методике: временная чистка, чистка переменным магнитным полем и температурой. Для определения достоверности результатов лабораторных исследований проведены повторные опыты по размагничиванию температурой и переменным магнитным полем естественной остаточной намагниченности (ЕОН) нескольких образцов из одного штуфа, контрольные измерения сделаны во Всесоюзном научно-исследовательском геологоразведочном институте.

Проанализировано поведение магнитных минералов при температурных испытаниях. Увеличен по сравнению с прежними исследованиями объем минералогической части, выполнено петрографическое описание аншлифов. Сопоставлены магнитометрические и минералогические данные. По новым более обширным выборкам, включающим и результаты работы предыдущего года, вычислены координаты палеополусов. Выявлены участки с аномальным направлением намагниченности.

Основной объем магнитометрических исследований проведен в лаборатории палеомагнетизма СВКНИИ. Обработка магнитометрических данных производилась с помощью программирующей электронно-клавишной вычислительной машины Casio fx—201—P. Минералогический анализ и петрографическое описание аншлифов выполнено в Центральной лаборатории Северо-Восточного производственного геологического объединения.

Минералы—носители намагниченности

По данным минералогического анализа, дополненного петрографическим описанием аншлифов, определены ферромагнитные минералы в изученных породах, получены представления о характере их взаимоотно-

ношений. Установлено, что основными рудными минералами являются пирит и магнетит, часто встречается лимонит, иногда присутствует гематит. Общее содержание рудной фракции невелико; этим объясняется небольшая величина I_n (от 0,1 до $10 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) и магнитной восприимчивости (от 1 до $20 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС).

Наиболее распространенным из рудных минералов является пирит. Он найден во всех пробах. Содержание его в породах колеблется от единичных знаков до весовых количеств. Часто встречаются псевдоморфозы пирита по микроорганизмам, иногда можно наблюдать срастания его с обломками осадочных пород. Обнаружены также зерна пирита, покрытые пленкой лимонита. Вероятно, пирит относится к раннедиагенетическим образованиям, возникшим в процессе переработки осаждающегося органического вещества. Корочки лимонита, покрывающие зерна пирита, образовались при превращениях последнего и являются вторичными. Изменения в

Таблица 1

Сопоставление содержания пирита и лимонита с величинами магнитных параметров

№ обр.	Пирит	Лимонит	χ	I_n
39	23%	—	11	1
40	е. з.	—	18	1,2
41a	е. з.	е. з.	4	0,8
42a	е. з.	—	12	1,3
45	>1%	е. з.	11	0,6
50a	е. з.	е. з.	10	1,3
55	е. з.	е. з.	20	0,9
59	72%	—	14	0,8
65a	80%	—	10	0,4
67a	12%	—	15	0,8
74a	е. з.	—	5	1,2
76a	56%	е. з.	12	1,3
82	е. з.	е. з.	8	0,5
86a	е. з.	—	15	0,8
91a	е. з.	91%	17	0,3
93a	е. з.	1%	10	1,4
94a	е. з.	е. з.	4	0,8
95a	е. з.	е. з.	9	1,4
381	зн. (>10)	е. з.	9	0,4
388	зн. (50)	е. з.	13	0,4
388a	зн. (60)	е. з.	10	1,0
392	зн. (50)	е. з.	13	0,3
398a	84%	е. з.	12	0,3
400	83%	>1%	12	0,4
401a	5%	—	12	2,5
404a	89%	1%	10	1,1
408a	е. з.	90%	9	1,2
410	1%	е. з.	2	0,5
411	е. з.	1%	4	0,4
415	6%	5%	7	0,4
417	1%	е. з.	14	0,6
420	1%	е. з.	14	0,3
438	е. з.	е. з.	10	0,5
440	1%	1%	6	0,3
442a	1%	1%	5	0,6
443a	е. з.	е. з.	5	0,7
446a	1%	е. з.	5	0,4

Примечание. 72% — количество минерала в процентах; е. з. — от 1 до 10 зерен; зн. — более 10 зерен, но менее 100 мг, в скобках — вес полезного минерала в мг; количественная оценка минералов во фракции (при просмотре на полный минералогический анализ) дана в пересчете на 500 зерен.

содержании пирита и лимонита не сопровождаются пропорциональными отклонениями величины ЕОН и магнитной восприимчивости (табл. 1). Это свидетельствует о том, что повсеместно распространенный пирит и часто встречающийся лимонит существенно не влияют на величину ЕОН и магнитной восприимчивости. На кривых термомагнитного анализа I_{rs_1} (Т) иногда намечаются перегибы, которые можно объяснить фазовыми переходами, соответствующими разложению гидроокислов железа ($T=100-200^\circ\text{C}$) и изменению пирита (около 300°C) [3, 4].

Температурный нагрев до 600°C приводит к образованию сильномагнитного пирротина. Это подтверждается значительным увеличением остаточной намагниченности насыщения после прогрева до $650-700^\circ\text{C}$ и появлением на кривых I_{rs_2} (Т) точек Кюри около 380°C , близких к точкам Кюри моноклинного пирротина [5] (рис. 1).

Почти во всех просмотренных пробах был обнаружен магнетит в небольших количествах — от 1 до 10 зерен.

Отсутствие его в некоторых пробах, видимо, объясняется вымыванием мелкой фракции магнетита при промывке шлиха. При термомагнитных исследованиях этот ферромагнетик фиксируется везде. Под микроскопом включения магнетита найдены в основном в виде обломков неправильной формы, что свидетельствует об их аллотигенном

происхождении. Кроме того, обнаружены мелкие кристаллики октаэдрической формы, которые, по-видимому, образовались во время раннедиагенетических процессов. При нагреве количество магнетитовой компоненты увеличивается. Первоначальное насыщение пород происходит при $H_{\text{const}} = 300$ Э, тогда как после первого нагрева увеличивается величина поля насыщения до нескольких тысяч эрстед и возрастает остаточная намагниченность насыщения. На фоне новообразованной жесткомагнитной фазы, достигающей насыщения при $H_{\text{const}} = 2000-3000$ Э, на некоторых кривых можно заметить и прежнюю магнитомягкую фазу (H_{const} около 300 Э). Таким образом, наряду со значительной по величине новой высококоэрцитивной магнитной фазой в породах присутствует и прежняя, связанная, вероятно, с первичным магнетитом. Он фиксируется на всех кривых первичного нагрева $I_{rs_1}(T)$. Новым высококоэрцитивным ферромагнетиком является, по-видимому, магнетит, образовавшийся при превращении пирита в пирротин и при разложении нагретого лимонита [4, 6, 7]. Высокие магнитные поля, необходимые для насыщения, магнетита свидетельствуют о выделении вторичного магнетита в виде малодоменных частиц.

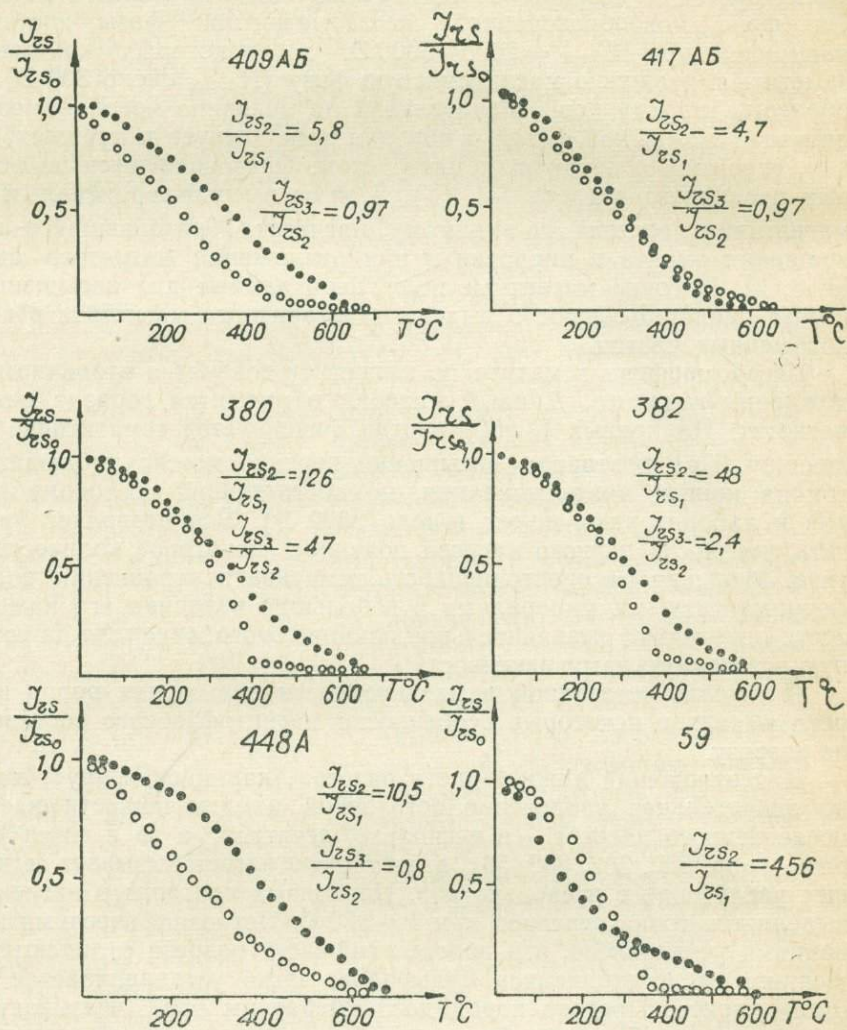
Псевдоморфозы гематита по магнетиту говорят о вторичном происхождении гематита. Данный минерал встречается гораздо реже, чем магнетит. На кривых $I_{rs_1}(T)$ иногда фиксируется гематитовая составляющая. При повторном насыщении нередко можно наблюдать участок на кривой намагничивания, не достигающий состояния насыщения в лабораторных полях (около 3000 Э). Это позволяет предполагать, что после первого нагрева появилось некоторое количество гематита. Меньшая распространенность гематита по сравнению с другими ферромагнитными минералами и небольшая величина его намагниченности определяют незначительное влияние этого минерала на естественную остаточную намагниченность.

Поведение остаточной намагниченности насыщения пород при нагреве выявляет некоторые особенности магнитофазового состава пород по разрезу.

Для отложений нижней части разреза (карнийский ярус) характерно значительное увеличение остаточной намагниченности насыщения после первого нагрева — в несколько десятков, а то и сотен раз (см. рис. 1, обр. 380, 382, 388, 59), а повторный нагрев вызывает ее дальнейшее увеличение в несколько раз. На кривых повторного нагрева четко выделяется точка перегиба при $T \sim 380^\circ\text{C}$. Петрографическими исследованиями установлено, что породы этой части разреза отличаются повышенным распространением сульфидов; четко устанавливается присутствие пирита. Прогрев пород до температуры 650°C вызывает разложение пирита [7] и преобразование его в моноклинный пирротин, характеризующийся повышенными точками Кюри [5], и магнетит. Это подтверждается появлением четкого перегиба на кривой $I_{rs_2}(T)$ при температуре около 380°C (что близко к точке Кюри моноклинного пирротина) и значительным увеличением остаточной намагниченности насыщения. Повторный нагрев завершает процесс разложения пирита.

Породы верхней части разреза (верхний карний и норий) характеризуются увеличением остаточной намагниченности насыщения после первого нагрева в меньшей степени — в пределах первого десятка (обр. 409, 417, 435, 448). Вторичный нагрев часто приводит к уменьшению остаточной намагниченности насыщения $\left(\frac{I_{rs_2}}{I_{rs_3}} < 1\right)$, что свидетельствует об образовании гематита. Подобную фазу можно заметить почти на всех кривых повторного нагрева. Петрографическими исследования-

ми установлено широкое распространение лимонита в этих отложениях. По-видимому, для пород позднекарнийского и норийского возраста при нагреве характерен процесс разложения гидроокислов железа и появление гематита при вторичном нагреве. В этой группе на кривых вторичного нагрева трудно выделить такой четкий перегиб при температуре около 380°C, какой можно наблюдать на аналогичных кривых тер-



моманнитного анализа для пород нижней части разреза (см. рис. 1).

Совместный анализ независимых данных — термоманнитных, сопровождаемых результатами насыщения, и минералогических, дополненных петрографическим описанием шлифов, позволяет высказать предположение о характере носителей намагниченности в породах и происхождении ЕОН. Наиболее распространенными минералами являются пирит и магнетит. Однако нет коррелятивной связи между содержанием пирита (и лимонита) и величинами ЕОН, а также магнитной восприимчивости (см. табл. 1). Следовательно, эти минералы не вносят существенного вклада в указанные магнитные параметры, хотя не исключено, что вязкая магнитная компонента обусловлена их присутствием. В основном наличие магнетита определяет величину ЕОН. Магнетит, содержащийся в породах, связан непосредственно с

процессом осадкообразования и стадией раннего диагенеза. Таким образом, стабильная намагниченность, выделенная при чистках, первична и имеет осадочное, связанное с обломочным магнетитом, и химическое, обусловленное раннедиагенетическим магнетитом, происхождение. Широко развитые в породах сульфиды относятся, по-видимому, к ранне-

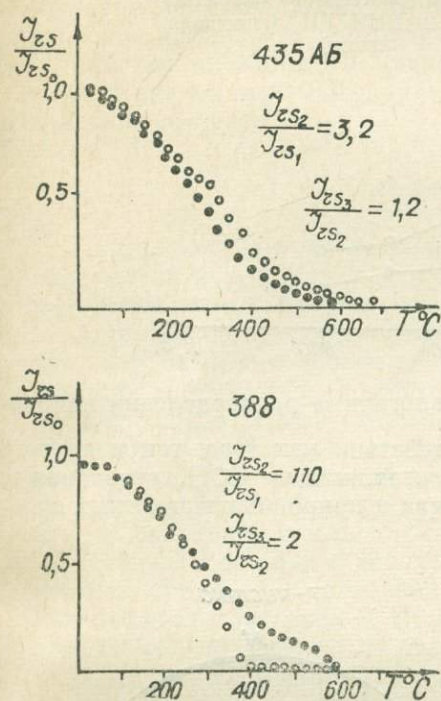


Рис. 1. Типичные кривые термомагнитного анализа для нижней (380, 382, 388, 59) и верхней (409АБ, 417АБ, 435АБ, 448А) частей разреза
1 — первый нагрев, 2 — второй нагрев

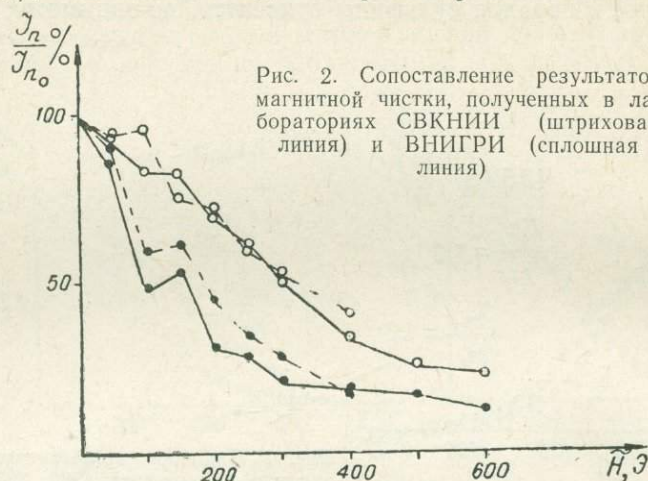
агенетическим минералам, тогда как лимонит и гематит являются продуктами преобразования этих минералов, и следовательно, связанная с ними намагниченность вторична.

Магнитная и температурная чистки

При изучении дополнительно отобранной коллекции образцов верхнетриасовых пород широко применялись магнитная и температурная чистки. Размагничивание переменным магнитным полем проводилось с шагом 50 Э до амплитуды 300 Э. При контрольных измерениях наибольшее значение амплитуды переменного магнитного поля составляло 600 Э. Анализ результатов \tilde{H} -чистки показал, что оптимальным значением является 100—150 Э. Оно максимально сближает направления векторов ЕОН.

При температурной чистке интервал между температурами нагрева составлял 50°, максимальная температура — 300°C, при контрольных измерениях она достигала 600°C. Оптимальные температуры, увеличивающие кучность распределения векторов, составляют 100—150°C.

Сравнение результатов чистки, полученных в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте (Магадан) и во Всесоюзном научно-исследовательском геологоразведочном институте (Ленинград), показывает сходство кривых размагничивания (рис. 2).



Применение T- и \tilde{H} -чисток дает аналогичные распределения направления \vec{I}_n (рис. 3). Вероятно, при воздействии как того, так и другого физического поля исчезает вязкая составляющая ЕОН, связанная с наличием в породах гидроокислов железа и природных магнитных сульфидов.

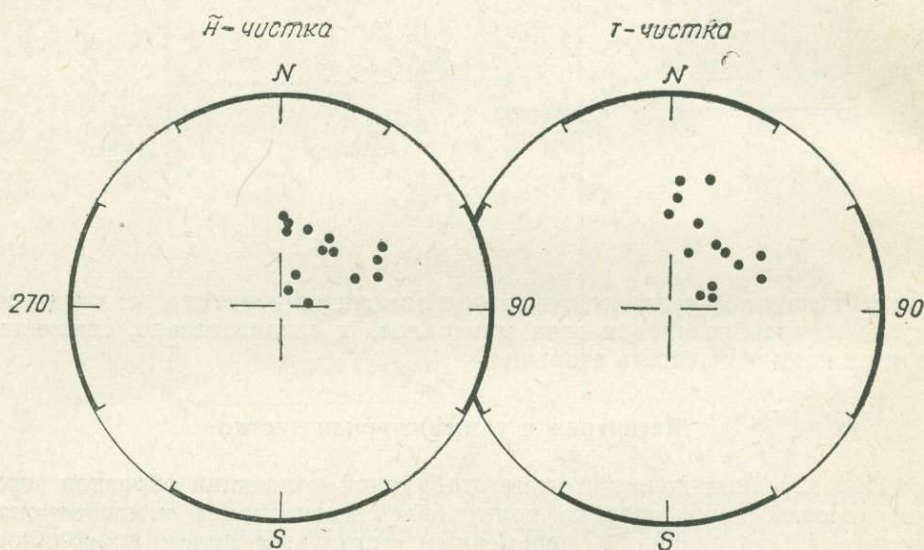


Рис. 3. Стереографические проекции направлений \vec{I}_n после T- и \tilde{H} -чисток (верхняя полусфера)

Когда вторичная компонента обусловлена наличием магнитных сульфидов, относящихся к раннедиагенетическим образованиям, ее удаление не вызывает изменения в величинах D и J. Если вторичная составляющая \vec{I}_n зависит от присутствия в породах гидроокислов железа, являющихся вторичными минералами, то при удалении ее про-

исходит изменение параметров D и J. Направление ЕОН после T₁ и N-чисток определялось по результатам размагничивания нескольких образцов, выпиленных из одного штуфа. Каждая точка подтверждается результатами размагничивания 2—3 образцов.

Исследования подтверждают преимущественно прямое направление намагниченности, что было установлено и ранее [1, 2] (рис. 4). Следует отметить сходство магнитных характеристик, полученных при изучении двух коллекций, отобранных на одном геологическом объекте в разное время. Это повышает достоверность полученных данных.

Участки аномального направления ЕОН невелики по размерам. Иногда они выделяются по 1—2 точкам, но общее количество образцов при этом не менее 3.

Палеомагнитный разрез

Дополнительное исследование детализировало полученную ранее палеомагнитную колонку, составленную для верхнетриасовых отложений Омолонского массива (см. рис. 4).

Автором подтверждено преимущественно прямое направление остаточной намагниченности в породах. Тем не менее выделяются узкие аномальные участки, которые невозможно было зафиксировать при прежней более редкой схеме отбора. Два из них расположены в верхней части зоны Neosirenitites, более широкий интервал обратной полярности находится в средней части зоны Pinacoseras и следующий — в ее верхней части. Отмечаются также участки с аномальным направлением склонения при положительном наклоне.

По новым данным с использованием прежних результатов проведен подсчет средних направлений намагниченности, по ним определены палеополюса для групп I, II, III. В группу I входят образцы, отобранные на участке разреза из отложений зоны Protrachyceras и Neosirenitites, в группу II — из зоны Pinacoseras, группа III включает в себя образцы, отобранные на участке распространения монотисовой толщи

Таблица 2

Средние значения магнитных параметров и координаты палеополюсов

Интервал	Кол-во точек	Современные координаты				Древние координаты				Палеополюса			
		D	J	K	α_{95}°	D	J	K	α_{95}°	Φ	Λ	Θ_1	Θ_2
I	16	359	82	10,35	12	36	53	11,81	11,2	52	287	15,5	10,7
II	28	2	78	13,15	7,8	36	54	14,5	7,4	53	286	10,4	7,3
III	30	16	79	13,81	7,3	41	55	17,26	6,5	52	279	9,2	6,6

(табл. 2). Отмечается сходство средних направлений ЕОН, вычисленной по различным стратиграфическим участкам, и соответственно значений палеополюсов. Исходя из этого можно предполагать, что заметных перемещений изученной тектонической структуры при образовании отдельных частей верхнетриасовой осадочной толщи не происходило. Выявленные участки аномального направления намагниченности следует рассматривать как палеомагнитные репера.

Таким образом, подробный отбор образцов позволил дать их детальную палеомагнитную характеристику и выделить узкие зоны аномальной полярности, пропущенные при первоначальном отборе образцов. Исследования показали, что при изучении отложений, сформированных в платформенных условиях и характеризующихся малыми

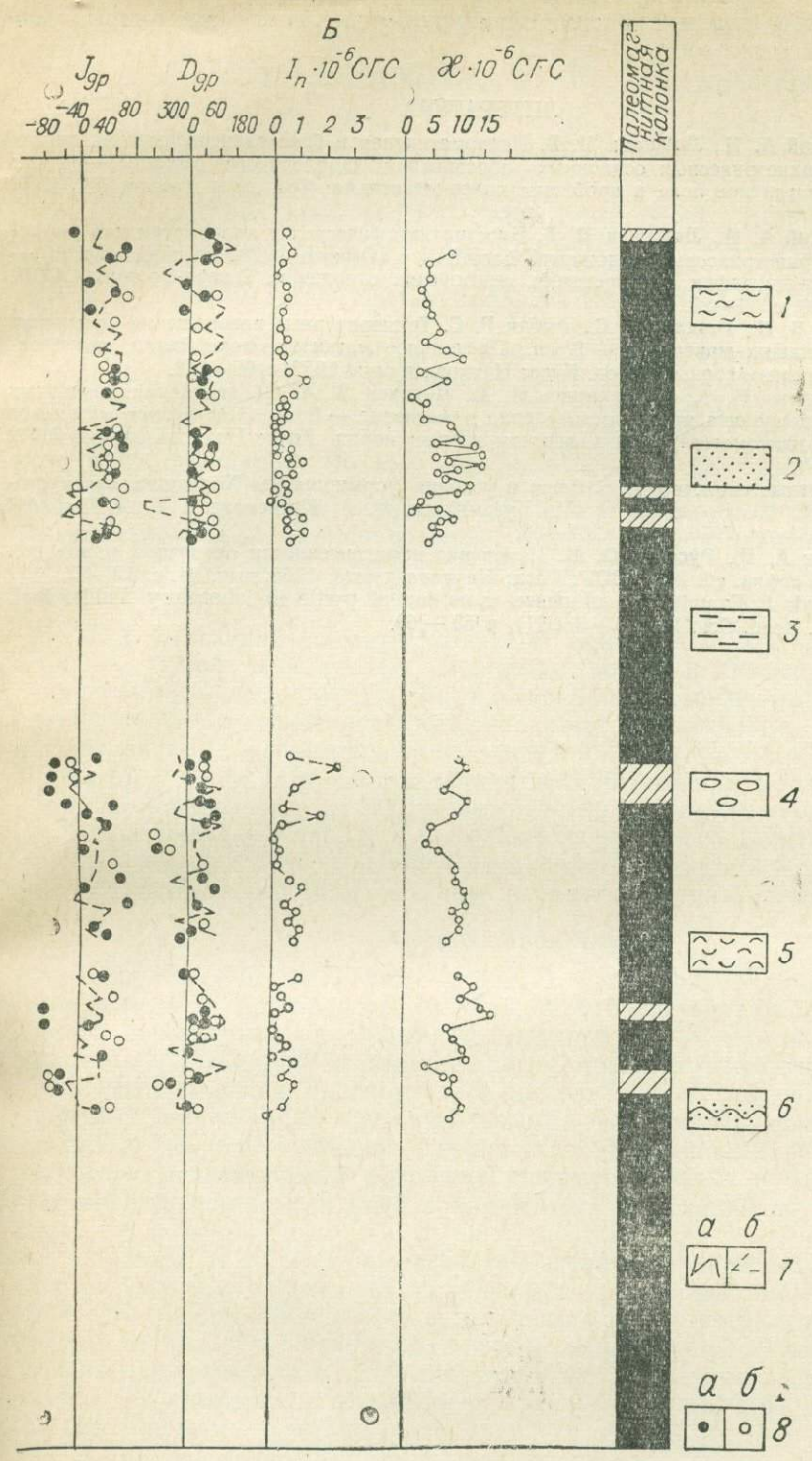
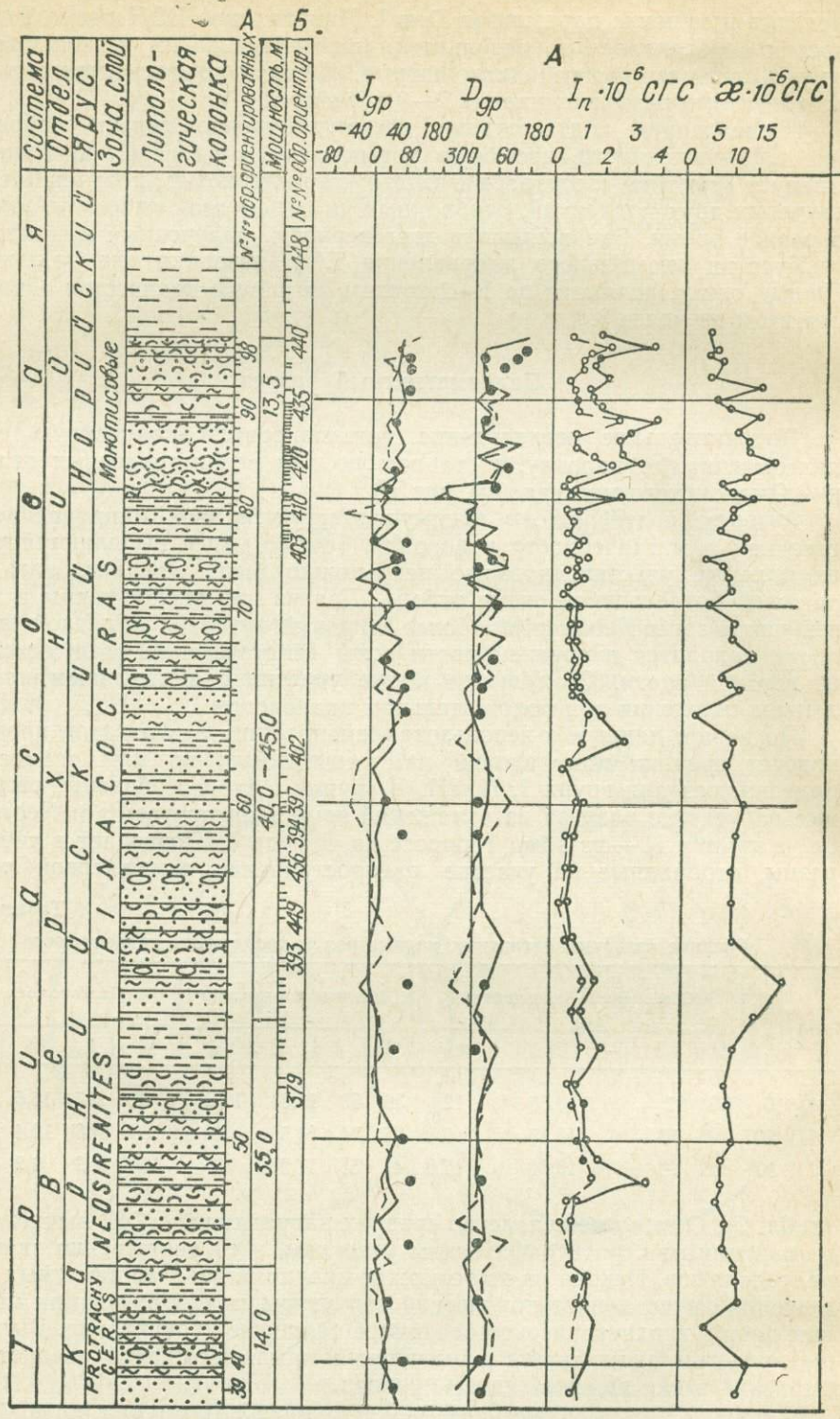


Рис. 4. Палеомагнитная характеристика опорного разреза верхнетриасовых морских отложений Омолонского массива. Материалы исследований 1974 г. (А) и 1975 г. (Б) 1 — мергели и мергелистые алевролиты; 2 — известковистые песчаники, песчаные линзообразные прослои аргиллитов; 3 — ракушечники; 4 — стратиграфическое несогласие; 5 — известняки; 6 — аргиллиты и алевролиты, известковистые углистые; 7 — стяжения и прослои аргиллитов; 8 — результаты исследований 1974 г. (а) и 1975 г. (б). В палеомагнитной колонке: зоны прямой (затлтые) и обратной (заштрихованные) полярности

отложений Омолонского массива. Материалы исследований 1974 г. (А) и 1975 г. (Б) известняки; 3 — аргиллиты и алевролиты, известковистые углистые; 4 — стяжения и прослои аргиллитов; 5 — ракушечники; 6 — стратиграфическое несогласие; 7 — направление и величина I_n : а — по полю, б — против поля; 8 — результаты исследований 1974 г. (а) и 1975 г. (б). В палеомагнитной колонке: зоны прямой (затлтые) и обратной (заштрихованные) полярности

мощностями стратиграфических подразделений, требуется частый отбор образцов для исключения пропусков отдельных маломощных зон аномальной полярности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афицкий А. И., Ложкина Н. В. Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристики верхнетриасовых осадочных образований Омолонского массива. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: Тез. докл. съезда. М., 1976, ч. 3, с. 12.
2. Афицкий А. И., Ложкина Н. В. Биостратиграфическая и палеомагнитная характеристики верхнетриасовых отложений бассейна р. Омкучан (Омолонский массив). — В кн.: Биостратиграфия и корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР. Магадан, 1980, с. 11—27.
3. 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.
4. Белоброва И. А., Гарнушкина Н. А., Чихачев В. А. Об изменении магнитных свойств лепидокрокита при восстановлении в магнетит. — В кн.: Постоянное магнитное поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Киев: Наукова думка, 1973, с. 105—106.
5. Магнитные свойства пирротинов и условия формирования Холоднинского месторождения /С. Ю. Бродская, Е. А. Кузьмичева, В. А. Кузнецова и др. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1976, № 6, с. 67—76.
6. Третьяк А. Н., Русаков О. М. Изменение намагниченности осадочных пород при нагревах. — Геофиз. сб. АН УССР. Киев: Наукова думка, 1968, вып. 24, с. 12—22.
7. Kuczyk J. Examination of phase transition of pyrite in laboratory. *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, 1977, С—3 (III), p 59 — 69.

М. И. Райкевич, А. М. Городницкий,
Т. И. Линькова, В. В. Матвеевков

МАГНИТНЫЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ОСТРОВОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Авторами статьи проведены исследования магнитных и петрофизических свойств ориентированных образцов горных пород, отобранных с о-вов Лорд-Хау (12 обр.), Кемпбелл (24 обр.), Норфолк (3 обр.), Маккуори (12 обр.), а также пяти неориентированных — с о. Маккуори и хр. Маккуори. Из них выпиливались кубики с размером ребра 24—40 мм. Измерения величины и направления \vec{I}_n проводились на магнитометре МА-21 или на рок-генераторе ИОН-1 в зависимости от величины естественной остаточной намагниченности. Магнитная восприимчивость (χ) измерялась на ИМВ-2 и МА-21.

Для выделения магнитоустойчивой компоненты вектора \vec{I}_n применялись чистка переменным магнитным полем и температурная — по общепринятой методике [5]. Чистка переменным магнитным полем проводилась в скомпенсированном кольцами Гельмгольца немагнитном пространстве с максимальной амплитудой магнитного поля 400—600 Э с шагом в 50 Э. Термочистка образцов осуществлялась также в немагнитном пространстве до 600° через 50—100°С и выдержкой при заданной температуре 1 час. Для выяснения состава ферромагнитных минералов проводился термомагнитный анализ. В результате исследований по магнитным свойствам выделено несколько групп образцов.

Остров Лорд-Хау

I группа (образцы № 1—3, 8—11). Петрографические исследования показали, что образцы № 1—3, 8, 9 представлены порфировыми пикритбазальтами, состоящими из крупных (3—5 мм) вкрапленников оливина и авгита (80% породы), погруженных в основную массу, состоящую из оливина, плагиоклаза и авгита. Рудный минерал (около 1% породы) представлен прямоугольными зернами титаномагнетита, а также в несколько большем количестве удлинёнными лейстами ильменита. Титаномагнетит находится преимущественно в основной массе, но встречается и в виде пойкилитовых включений во вкрапленниках.

Образцы № 10 и 11 представлены щелочными базальтами. Порода состоит из многочисленных удлинённых кристаллов плагиоклаза, пироксена, рудного минерала и небольшого количества замещенного хлоритом стекла. Отмечаются единичные вкрапленники — это зерна основного плагиоклаза и титаноавгита. Рудный минерал составляет примерно 2% породы и представлен скелетными зернами ильменита и прямоугольными — титаноавгита.

Магнитная восприимчивость для пород этой группы — в пределах 250—730·10⁻⁶ ед. СГС, остаточная намагниченность изменяется от 850 до 4000·10⁻⁶ ед. СГС. Отношение Кенигсбергера ($Q = \frac{I_n}{H\chi}$) имеет значения 5—12 единиц (см. таблицу). Термочистка и чистка переменным

Магнитные

Место отбора образцов	Группа образцов	№ образцов	ρ , г/см	$\chi \cdot 10^{-6}$ ед. СГС	$I_n \cdot 10^{-6}$ ед. СГС	Q, ед.	Сохранность I_n			
							$T=300^\circ\text{C}$	$\sim H=200\text{Э}$		
о. Лорд-Хау	I	1	3,07	440	1120	5,1	0,45	0,17		
		2	3,08	256	856	6,7	0,71	0,16		
		3	3,06	550	2890	10,5	0,79	0,50		
		8	2,72	728	3960	10,9	0,75	0,16		
		9	2,93	490	1620	6,6	0,87	0,06		
		10	2,80	283	917	6,5	0,52	—		
		11	2,76	276	858	6,2	0,51	0,37		
		6	2,86	289	2800	19,3	0,81	0,40		
		7	2,86	366	2950	16,1	0,81	0,26		
		12	2,81	308	2920	19,0	0,76	0,73		
	II	4	2,62	355	7870	44,2	0,90	0,70		
		5	2,67	592	9230	31,2	0,92	0,53		
		III	5	2,67	592	9230	31,2	0,92	0,53	
	о. Нор-фолк	IV	13	2,47	652	262	0,77	0,47	0,16	
			14	2,60	495	342	1,38	0,05	0,05	
15			2,40	542	144	0,53	0,38	0,18		
о. Кемпбелл	V	50	2,78	770	1545	4,01	0,35	0,45		
		51	2,70	720	2010	5,58	0,27	—		
		52	2,73	600	2010	6,70	0,52	0,60		
		53	2,79	1660	2360	3,20	0,33	0,22		
		54	2,88	627	2340	7,62	0,36	0,63		
		72	2,25	1470	8400	11,4	1,13	0,50		
		73	2,59	1070	2490	4,65	0,94	0,23		
		55	2,85	1470	19100	26,0	0,54	0,05		
		56	2,85	1550	30700	39,6	0,45	0,02		
		57	2,79	2090	90500	86,6	0,50	—		
	VI	58	2,77	1850	24670	26,7	0,38	0,04		
		59	2,79	1770	157000	177	0,48	0,05		
		60	2,83	3100	1210	0,78	0,38	0,24		
		61	2,81	2490	617	0,50	0,34	0,25		
		62	2,79	2580	381	0,30	0,38	0,16		
		63	2,82	2360	1060	0,86	0,23	—		
		64	2,86	2350	835	0,71	0,18	0,04		
		65	2,81	2100	790	0,75	0,34	0,11		
		66	2,74	2710	1095	0,81	0,21	0,24		
		67	2,72	2600	867	0,67	0,28	—		
	VII	68	2,73	2420	1080	0,90	—	0,39		
		69	2,71	2480	1360	1,10	0,21	—		
		70	2,83	3580	1280	0,72	0,35	0,14		
		71	2,80	3600	1510	0,84	—	0,07		
		о. Маккурри	VIII	75	2,79	48	12,3	0,51	1,00	0,72
				76	2,71	35	2,55	0,15	0,76	—
				77	2,57	29	33,6	2,32	—	0,67
				78	2,50	29	35,5	2,45	0,96	—
79				2,81	50	123,0	4,92	1,00	0,74	
80				2,69	33	59,8	3,62	0,93	0,75	
81	2,70			36	13,9	0,77	0,97	0,80		
82	2,65			32	0,51	0,03	0,07	—		
83	2,73			34	5,27	0,31	0,83	0,85		
84	2,67			22	11,4	1,04	0,90	—		
85	2,76			22	11,0	1,00	1,00	0,68		
86	2,75			25	7,08	0,57	0,96	0,81		
S—2	2,50			6500	5000	1,54	0,67	0,12		
S—5	2,88			842	713	1,70	0,99	0,56		
хр. Мак-куори	1293—1/1			3,17	4350	3050	1,40	0,68	0,21	
	1293—1/3	2,75	1700	398	0,47	0,58	0,21			
	1294—1	2,92	75	14	0,37	1,00	0,81			

свойства пород

Неизменность I_n		Полярность	Состав магнитных минералов	Природа намагниченности	Порода
T-чистка	H-чистка				
300	450	N	TM+MG	TRM	порфировый пикрит—базальт
300	500	N	TM+MG	«	«
300	600	R	—	«	«
300	600	N	—	«	«
300	550	R	TM+MG	«	«
300	—	R	«	«	щелочной базальт
300	500	R	TMГ+MG	«	«
600	600	N?	—	«	порфировый пикрит—базальт
300	500	N	TM+MG	«	«
600	600	N	—	«	«
300	500	N	MG+MGГ	—	«
300	600	N	«	«	«
50	50	R	TM+MG+GM	VRM+ PTRM	порфировый базальт
300	50	N	—	«	«
50	50	?	«	«	«
300	500	N	—	TRM +VRM	«
300	—	N	ГИ+MG	«	«
450	500	N	—	«	«
300	350	N	ГИ+TM+MG	«	«
300	350	N	—	«	«
300	500	N	—	TRM	витрофирный базальт
550	250	N	TM+MI	«	порфировый базальт
550	50	N	ГИ+MG	?	«
300	150	N	—	?	«
300	—	R	ГИ+TM+MG	?	«
450	50	R?	—	?	«
300	150	N	TM+MG	?	«
300	150	N?	—	VRM+ PTRM	«
50	50	N?	ГИ+MG	«	«
450	50	N	—	«	«
250	—	N?	ГИ+TM+MG	«	«
50	50	N	—	«	«
300	100	?	TM+MG	«	«
250	50	N?	—	«	«
100	—	N	TM+MG	«	«
—	50	N	—	«	«
50	—	N	TM+MG	«	«
50	50	N?	—	«	«
—	50	N?	ГИ+TM+MG	«	«
300	450	N	MG	CRM?	измененный долерит
300	—	N	«	«	«
—	450	N	«	«	«
300	—	N	—	«	«
300	450	N	MG	«	«
300	450	N	—	«	«
300	450	N	MG	«	«
100	—	N	—	«	«
300	300	N	MG	«	«
30	—	N	—	«	«
300	450	N	—	«	измененный порфировый долерит
300	450	N	—	«	«
600	500	—	MG+MGГ	TRM	апогарцбургитовый серпентинит
600	600	—	TM+MG	«	долерит
100	600	—	«	«	ферродиорит
100	600	—	«	TRM?	«
500	600	—	MG	TRM	габбродиорит

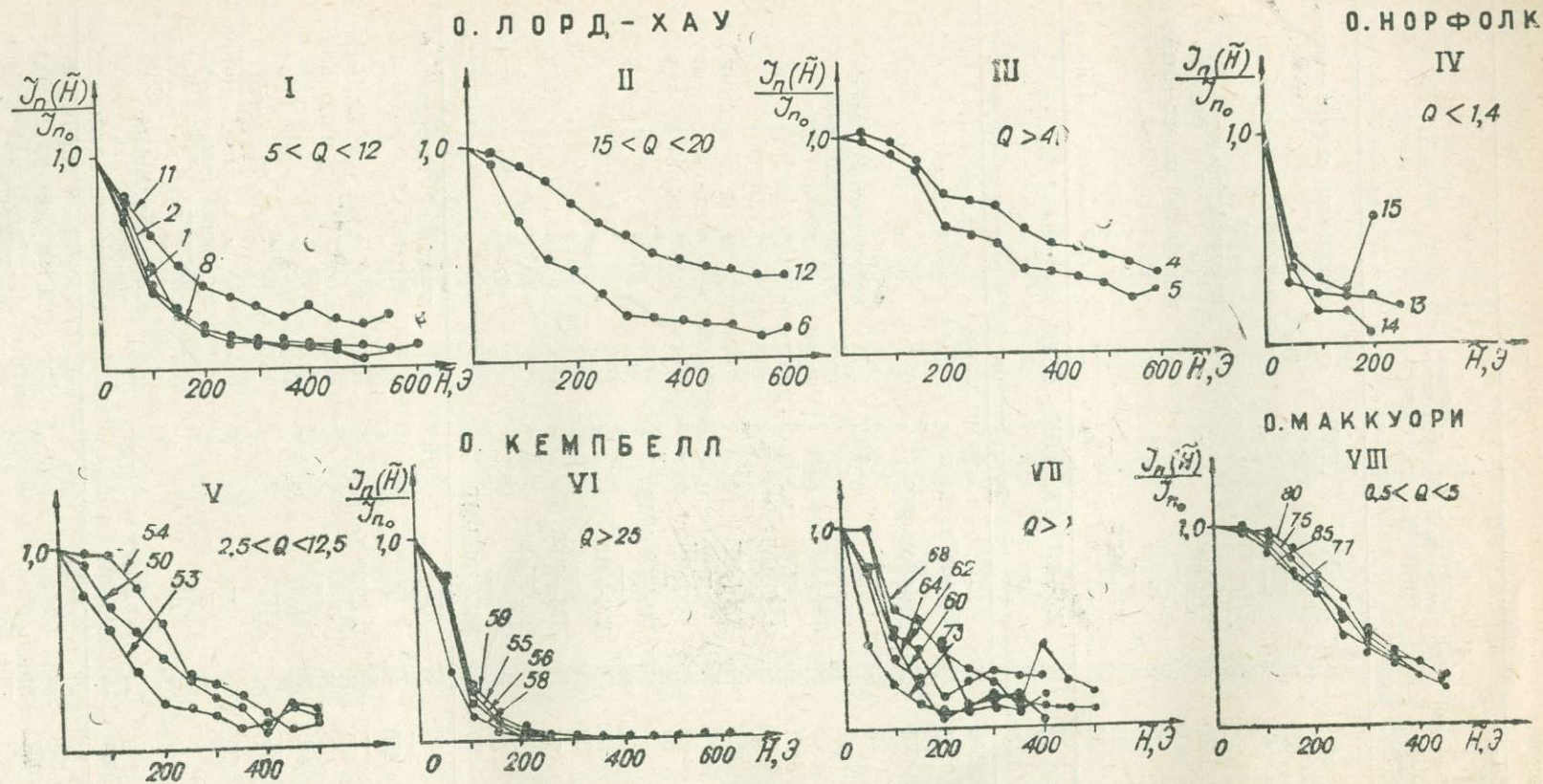


Рис. 1. Кривые размагничивания образцов изверженных горных пород переменным магнитным полем
Римские цифры — номера группы образцов, арабские — номера образцов, Q — отношение Кенигсбергера для данной группы

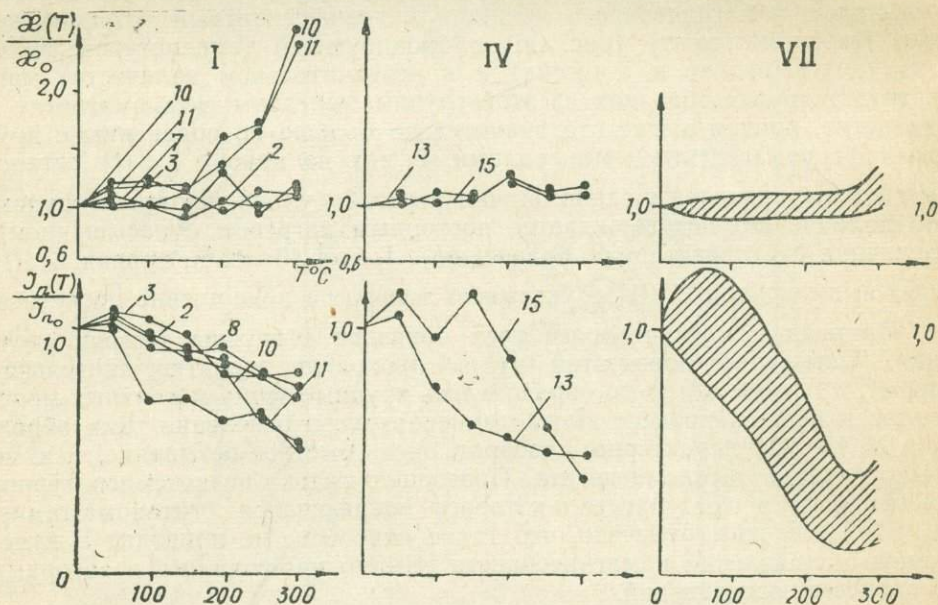
магнитным полем показали, что направление вектора \vec{I}_n образцов этой группы стабильно до $\tilde{H}=500$ Э и $T=300^\circ\text{C}$. Основное разрушение намагниченности происходит в полях с амплитудой до 200 Э (85%), дальнейшее увеличение амплитуды переменного поля до 600 Э приводит к полному разрушению I_n (рис. 1—I). При термочистке до 300°C идет незначительный спад (10—20%) величины I_n , а магнитная восприимчивость, как индикатор минералогических изменений ферромагнитной фракции, при увеличении температуры не менялась. Исключением являются образцы № 10 и 11, в которых нагрев до 300°C приводит к увеличению χ в 3—3,5 раза, величина I_n при этом уменьшается в два раза (рис. 2—I), направление вектора \vec{I}_n остается неизменным. Термомангнитный анализ образцов № 10 и 11 показал, что в них основным носителем намагниченности является катиондефицитный титаномагнетит (титаномаггемит) (рис. 3б) с блокирующей температурой 300°C (это подтверждает и Т-чистка) и в незначительном количестве магнетит. В других образцах из этой группы выделены титаномагнетит и магнетит, причем магнетита значительно больше по сравнению с другими ферромагнитными минералами. В них на кривой $I_{rs_1}(t)$ титаномагнетиты проявлены слабо (точки перегиба улавливаются с трудом, но наличие его подтверждается повторным нагревом с насыщением). Величина I_{rs_2} возрастает по сравнению с I_{rs_1} на 40—45%, кривая $I_{rs_2}(t)$ идет выше кривой $I_{rs_1}(t)$ и указывает только на присутствие магнетита.

Природа намагниченности всех образцов I группы термоостаточная. Остывание пород этой группы проходило, вероятно, длительное время, в течение которого образовались крупные зерна магнитных минералов и прошел процесс высокотемпературного окисления. Для образцов № 10 и 11 характерно, наоборот, очень быстрое остывание, т. к. не было распада титаномагнетита. Произошло только низкотемпературное окисление, в результате которого образовался титаномаггемит. Д. М. Печерским отмечено, что такое окисление не приводит к изменению направлений намагниченности [4]. Это наблюдалось и авторами в процессе исследований.

II группа (образцы № 6, 7, 12) по вещественному составу идентична образцам I группы. Магнитная восприимчивость в них находится в пределах $280\text{—}370 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, величина остаточной намагниченности $2800\text{—}3000 \cdot 10^{-6}$, а фактор Q в интервале 16—20 единиц (см. таблицу). Для этих пород основное изменение величины I_n в процессе Т-чистки происходит при T выше 500°C , до этой температуры идет плавное уменьшение намагниченности без изменений направлений \vec{I}_n ; такой же результат получен и при \tilde{H} -чистке до 600 Э. Кривые $I_n(\tilde{H})$ расположены выше, чем для образцов I группы, и это свидетельствует о большей коэрцитивной силе (Hс) магнитных минералов (см. рис. 1—II). Носителями намагниченности в этих породах являются титаномагнетит и магнетит. Повторная кривая $I_{rs_2}(t)$ имеет выпуклую форму в отличие от вогнутой $I_{rs_1}(t)$, и на ней выделяется только точка Кюри (T_K) магнетита (585°C). Величина I_{rs} после нагрева увеличилась на 55—85%, т. е. ферромагнитные минералы менее изменены по сравнению с I группой. Высокотемпературное окисление в образцах проявлено слабо (ярче, чем в I группе, выражены блокирующие температуры титаномагнетитов, произошли более сильные изменения минералов при нагревах). Так как в этих образцах размер зерен магнитных минералов меньше по

сравнению с I группой, можно предположить, что остывание этих пород шло быстрее.

III группа (образцы № 4, 5). Они имеют тот же вещественный состав что и образцы I и II групп, но более изменены; так, например, по титаномагнетиту развито небольшое количество гематита. Данные образцы характеризуются аномально высокими значениями величины I_n ($8000-9000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) и фактора $Q-40-44$ единицы при значениях λ , мало отличных от других образцов о. Лорд-Хау ($350-600 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). Магнитные чистки (\tilde{H} и T) показали, что на всех этапах исследований направление вектора \vec{I}_n остается стабильным. Величина I_n при \tilde{H} -чистке постепенно уменьшается (рис. 1—III). При T -чистке до 300°C



ни в магнитной восприимчивости, ни в величине I_n изменений не происходит. Термомагнитным анализом установлено, что в породе кроме магнетита в незначительном количестве присутствует маггемит. Это доказывается тем, что на кривой $I_{rs_1}(t)$ в области температур $320-350^\circ\text{C}$ фиксируется перегиб, который на повторной кривой $I_{rs_2}(t)$ исчезает (рис. 3а), величина I_{rs_2} после нагрева уменьшается на $35-45\%$, подтверждая переход $\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3^t \rightarrow \alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$. Природа намагниченности в породах данной группы, вероятно, термоостаточная и химическая (маггемит — результат химических преобразований минералов).

Таким образом, для всех образцов о. Лорд-Хау можно отметить следующие закономерности:

1. Породы имеют термоостаточную природу намагниченности, за исключением III группы, где проявляется еще и химическая намагниченность.

2. Для всех групп характерна одинаковая магнитная восприимчивость, вариации фактора Q можно объяснить разной скоростью остывания лав — чем больше скорость, тем больше Q .

3. Зафиксирована как прямая, так и обратная полярность, а это — свидетельство формирования пород в течение довольно длительного времени, по крайней мере, двух палеомагнитных эпох.

IV группа — вулканические бомбы острова Норфолк (образцы № 13—15) представлены порфировыми базальтами. Вкрапленники (до 10% породы) состоят из крупных зерен (2—3 мм) оливина, частично замещенного бурым боулингитом. Основная масса полнокристаллическая, состоит из зерен плагиоклаза, оливина, авгита и рудного минерала. Последний представлен прямоугольными зернами и мелкими лейстами магнетита, а также мелкими выделениями сульфидов. В этих породах отношение Кенигсбергера низкое ($< 1,4$). Их магнитная восприимчивость мало отличается от магнитной восприимчивости пород о. Лорд-Хау ($300-400 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС), величина остаточной намагничен-

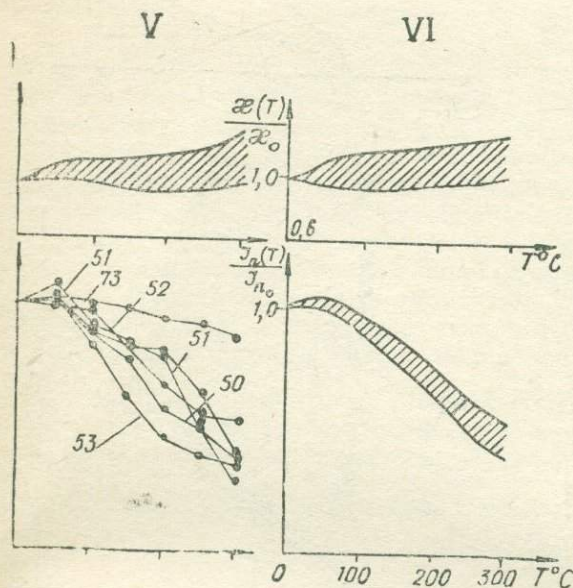
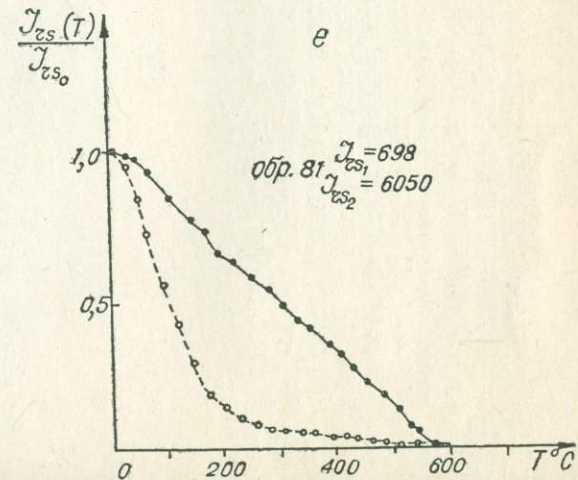
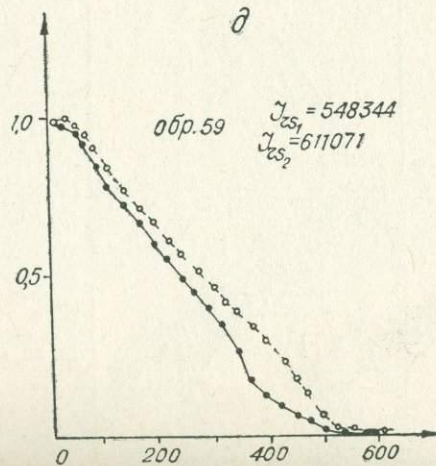
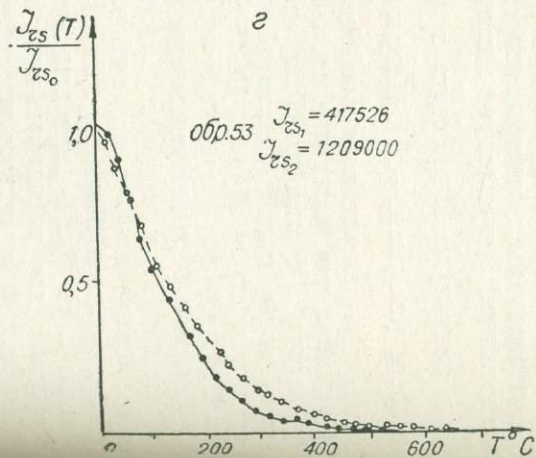
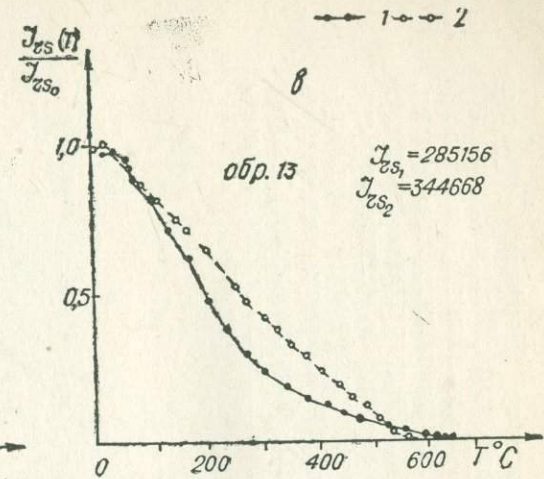
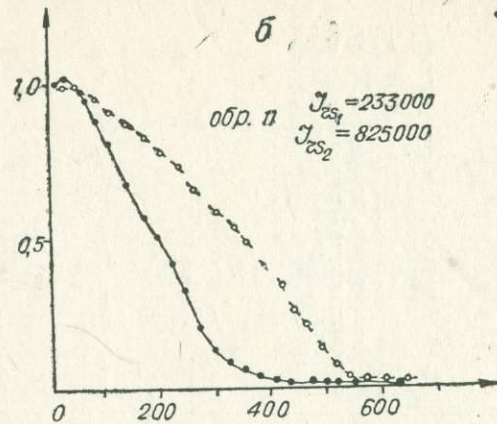
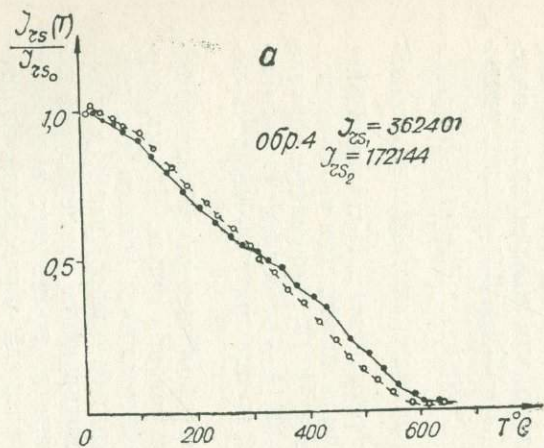


Рис. 2. Результаты термочистки изверженных горных пород. Римские цифры — номера групп образцов, арабские — номера образцов; внизу — изменение величины I_n при нагревах; вверху — изменение χ при нагревах; штриховка — области изменения величины I_n и χ при нагревах

ности значительно ниже, не превышает $350 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Размагничивание переменным магнитным полем показало, что максимальное падение величины I_n происходит в поле 50 Э (60—80%), дальнейшее увеличение амплитуды \tilde{H} приводит к незначительным изменениям намагниченности (см. рис. 1—IV). Направление вектора \vec{I}_n нестабильно, что затрудняет выделение полярности пород по результатам \tilde{H} -чистки. Более эффективна для выделения направления намагниченности термочистка. Результаты Т-чистки показали, что образец № 13 намагничен обратно современному магнитному полю, образец № 14 — по современному магнитному полю, у образца № 15 установить полярность оказалось невозможным.

Делать определенные выводы на основе полученных данных преждевременно из-за сложных условий формирования пород. Кривые термомагнитного анализа образцов о. Норфолк подобны кривым для пикрит-базальтов о. Лорд-Хау. Как для пикрит-базальтов, так и для базальтов о. Норфолк четко выделяются блокирующие температуры, характерные для титаномагнетита и магнетита; кроме них в породах о. Норфолк присутствует еще и гематит, который образовался, вероятно, в результате поверхностного окисления (см. рис. 3в). При термочи-

Рис. 3. Результаты термомалитного анализа
 1 — кривые I_{s1} (1); 2 — кривые I_{s2} (1)



стке величина χ возрастает на 20—40%, свидетельствуя об изменениях в минералах — по-видимому, о распаде титаномагнетита, который отмечается и при термомагнитном анализе. Сходство состава и концентрация ферромагнитных минералов в породах о-вов Лорд-Хау и Норфолк позволяет предположить одинаковые термодинамические условия магмы, ее состав и глубину очага.

Остров Кемпбелл

Среди базальтов о. Кемпбелл по магнитным характеристикам выделяются три группы (V, VI, VII). V группа представлена образцами № 50—54, а также № 72 и 73, отобранными из дайки, VI — образцами № 55—59, VII — образцами № 60—71.

Петрографическими исследованиями установлено, что образцы № 50—54 и 73 представлены порфировыми базальтами. Вкрапленники (10% породы) — это крупные (2—4 мм) зональные кристаллы среднего плагиоклаза. Основная масса полнокристаллическая, состоит из зерен плагиоклаза, пироксена и рудного минерала. Порода несколько изменена, по пироксену развивается хлорит, в пустотах — карбонаты. Рудный минерал частично замещен гематитом.

Образец № 72 представлен витрофировым базальтом. Порода состоит из измененных, хаотически ориентированных зерен плагиоклаза, пироксена, оливина, частично замещенных вторичными минералами, и рудного минерала, которые погружены в полностью измененное стекло. Рудный минерал представляет собой удлиненные зерна титаномагнетита, который активно замещается гематитом. Термочистка до 300°C показывает частичный рост магнитной восприимчивости на 10—50%, фиксируя незначительное преобразование минералов ферромагнитной фракции,

величина I_n уменьшается на 45—70% (см. рис. 2—V). Направление \vec{I}_n остается неизменным. При воздействии переменного поля плавно уменьшается величина I_n в полях с амплитудой 100—200 Э, затем идет выполаживание кривой $I_n(\tilde{H})$, поле с амплитудой в 400 Э снимает 85—90% намагниченности (см. рис. 1—V), направление \vec{I}_n меняется незна-

чительно, но при H более 300 Э появляется разброс в направлении \vec{I}_n . По кривым термомагнитного анализа выяснить состав ферромагнитных минералов удастся с трудом. На первой и повторной кривых $I_{rs}(t)$ четко проявляется только магнетит. Другие минералы можно выделить условно. Так, вогнутая форма кривых $I_{rs_1}(t)$ и $I_{rs_2}(t)$ говорит о присутствии гемойльменитов, а увеличение остаточной намагниченности насыщения на 50—300% после нагрева до 650°C — о наличии титаномагнетита и титаномаггемита (см. рис. 3 г) [3]. Дайковые породы (№ 72 и 73) несколько отличаются по составу ферромагнитных минералов от других образцов V группы. В них более ясно выделяются титаномагнетит с блокирующими температурами 250, 350, 500°C и магнетит (580°C). После термообработки величина I_{rs} возрастает в 4 раза, а кривая $I_{rs_2}(t)$ имеет ярко выраженный магнетитовый тип и доказывает наличие в породах неустойчивых к нагревам титаномагнетита или титаномаггемита.

Для V группы характерна стабильность направления \vec{I}_n при \tilde{H} - и T-чистках. Спад величины I_n при T-чистке достигает 70%. Эти факты не позволяют конкретно утверждать, что природа намагниченности термоостаточная: возможно, она парциальная термоостаточная.

Образцы VI группы взяты из порфировых базальтов. Вкрапленники (10% породы) представлены крупными (2—5 мм) полуовальными кристаллами среднего плагиоклаза, единичными зернами

титаномагнетита и оливина. Основная масса состоит из зерен плагиоклаза, пироксена и рудного минерала. Видимо, образцы № 50—54 и 55—59 представляют одну и ту же породу, различия в которой фиксируются по шлифам из-за неравномерности распределения единичных вкрапленников оливина и рудного минерала.

При незначительном (по сравнению с образцами V группы) увеличении κ ($1500-2000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) отмечаются аномально высокие значения $I_n-20000-200000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, $Q=25-177$ ед. При размагничивании переменным полем почти вся намагниченность снимается в поле с амплитудой до 200 Э (см. рис. 1—VI), при этих же значе-

ниях поля фиксируются и максимальные изменения направления \vec{I}_n

При \vec{H} более 400 Э вектор \vec{I}_n стабилизируется, в результате чего появляется возможность определить полярность образцов. Термочистка до 300°C, а для некоторых образцов и до 600°C не показала та-

ких резких преобразований ни в величине, ни в направлении \vec{I}_n , как при \vec{H} -чистке. Идет плавный спад I_n на 50% при $T=300^\circ\text{C}$ (см. рис. 2—VI) и полное разрушение намагниченности при $T=600^\circ\text{C}$. Состав ферромагнитных минералов неодинаков у различных образцов. В образце № 55 кривые $I_{rs}(t)$ практически совпадают, повторяя друг друга. Основной перегиб отмечен вблизи температур 250—350°C, величина I_{rs} после нагрева до 650°C увеличилась на 20%. Такой характер поведения пород при термомагнитном анализе можно объяснить присутствием гемоильменитов [3] и титаномагнетита. В образце № 57 выделены гемоильменит, титаномагнетит и магнетит; в образце № 59 — титаномагнетит с блокирующей температурой 370, 510°C, а также магнетит (см. рис. 3д).

Природа остаточной намагниченности в образцах VI группы остается неясной. Можно предположить, что породы намагнитились при разряде молнии, но, как показала Н. П. Михайлова [2], намагниченность, созданная разрядом молнии, полностью разрушается при $T=300^\circ\text{C}$. В данном случае Т-чистка не дает подобного эффекта (см. рис. 2). Л. Е. Шолпо [6] указывает, что породы, намагниченные молнией, устойчивы к размагничиванию переменным полем, и чем выше намагниченность, тем выше стабильность пород. Намагниченность пород VI группы неустойчива к размагничиванию переменным магнитным полем, что противоречит результатам Л. Е. Шолпо. Но дать другое объяснение природе намагниченности мы не можем (тем более что образцы взяты с высокой точки о. Кемпбелл).

VII группа образцов представлена также порфиоровыми базальтами, но с увеличенным количеством вкрапленников (20% породы) основного плагиоклаза, оливина, пироксена, титаномагнетита. Основная масса породы состоит из плагиоклаза, оливина, авгита и рудного минерала. Оливин вкрапленников в основной массе частично замещен иддингситом и буолингитом. Рудный минерал представлен титаномагнетитом, иногда с включениями сульфидов, он в небольшой степени замещен гематитом, отмечены единичные зерна ильменита. В образцах группы VII наблюдаются повышенные значения магнитной восприимчивости ($2100-3600 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) и небольшие значения остаточной намагниченности ($380-1500 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС), отношение Кенигсбергера меньше единицы (см. таблицу). При чистке переменным магнитным полем с амплитудой до 100 Э разрушается 35—75% намагниченности (см. рис. 1—VII), направление вектора нестабильно. При Т-чистке до 300°C магнитная восприимчивость не изменяется, а величина I_n резко уменьшается (см. рис. 2—VII); направление намагниченности неустойчиво, поэтому определить полярность в образцах этой группы сложно. Термомагнитный ана-

лиз установил в образцах следующий состав носителей намагниченности: образец № 61 — гемойльменит и магнетит, образец № 63 — гемойльменит, титаномагнетит и магнетит, образцы № 67, 69 — катиондефицитный титаномагнетит и в небольшом количестве магнетит, образец № 71 — гемойльменит, титаномагнетит и магнетит.

Для всех групп образцов о. Кемпбелл характерно следующее: направление намагниченности не зависит от состава ферромагнитной фракции; все три группы идентичны между собой, хотя внутри каждой из них есть различия в составе магнитных минералов.

Остров Маккуори и хребет Маккуори

VIII группа — образцы № 75—86, S—2, S—5. Образцы № 75—86 отобраны из даек и представлены сильно измененными долеритами. Порода состоит из хаотически ориентированных удлиненных кристаллов плагиоклаза, частично альбитизированного, между которыми располагаются зерна моноклинного пироксена, почти полностью замещенного зеленой роговой обманкой. Рудный минерал представлен удлиненными зернами титаномагнетита, активно корродированного основной массой. В ряде случаев по рудному минералу наблюдаются псевдоморфозы, выполненные амфиболом и лейкоксеном, в некоторых образцах отмечен титаноавгит. Все долериты о. Маккуори слабомагнитны, χ не превышает $50 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, I_n меньше $120 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, отношение Кенигсбергера не больше 5 единиц. Размагничивание переменным магнитным полем до 450 Э не приводит к изменениям направления

вектора \vec{I}_n , при этом величина намагниченности плавно уменьшается до 35% (см. рис. 1—VIII). Термочистка до 300°C к заметным изменениям магнитной восприимчивости, величины и направления \vec{I}_n не приводит. Термомагнитным анализом во всех образцах выделен магнетит (см. рис. 3в). В образце № 81 кривая $I_{rs2}(t)$ показывает, что в породе в довольно значительном количестве наблюдается новообразование минерала с блокирующей температурой 200°C (при нагреве величина I_{rs} возрастает в 10 раз). Вероятно, восстанавливается первичный ферромагнетик.

Образец S—2 представлен апогарцбургитовым серпентинитом, а S—5 — слабоизмененным базальтом. Образец S—2 по магнитным характеристикам резко отличен от долеритов о. Маккуори. Высокие значения имеют магнитная восприимчивость ($6500 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) и остаточная намагниченность ($5000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). Эти значения I_n и χ связаны с присутствием в образце большого количества магнетита и в меньшей мере маггемита, которые ясно выделяются по термокривым $I_{rs}(t)$. К переменному магнитному полю намагниченность оказалась неустойчивой, 97% ее снимается в полях с амплитудой до 300 Э. При анализе направления вектора \vec{I}_n во время T-чистки видно, что направление намагниченности, снимаемое при температуре до 200°C, совпадает с направлением намагниченности магнетита. Два магнитных минерала (магнетит и маггемит), выделенные в этом образце, образовались, очевидно, одновременно в процессе серпентинизации породы.

Образец S—5, представленный слабоизмененным базальтом, в качестве носителей намагниченности содержит титаномагнетит и магнетит. По магнитным свойствам он отличается от долеритов этого острова: $I_n = 713 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, $\chi = 842 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, но в то же время различий в поведении \vec{I}_n при магнитных чистках не наблюдается. Величина

I_n плавно уменьшается с увеличением как температуры, так и \tilde{H} , при этом изменений в направлении \vec{I}_n не происходит. Если эта порода и претерпела какие-то изменения, то очень слабые, и природа намагниченности в них, по-видимому, термоостаточная.

Образцы 1293—1/1, 1293—1/3, 1294—1 драгированы на хр. Маккуори и представлены: первые два — ферродиоритом, третий — габбро-долеритом. По магнитным параметрам все три образца сильно отличаются друг от друга, как это видно из таблицы. Их магнитная восприимчивость колеблется от 4350 до $75 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, величина I_n — от 3050 до $14 \cdot 10^{-6}$

ед. СГС. По магнитным характеристикам и отношению к Т- и \tilde{H} -чисткам образец 1294—1 подобен породам о. Маккуори: происходит такое же плавное уменьшение I_n при \tilde{H} -чистке до 600 Э без изменений в направлении вектора \vec{I}_n . При Т-чистке до 600°C не наблюдается изменений ни

в величине, ни в направлении вектора \vec{I}_n . Термомагнитным анализом установлен один носитель намагниченности — мелкие зерна магнетита.

Образцы 1293—1/1 и 1293—1/3 хотя и отличаются, как было указано выше, по магнитным параметрам, но это обусловлено только концентрацией ферромагнитных минералов, их больше в образце 1293—1/1. В обоих образцах основная часть намагниченности снимается в полях до 100 Э (70—80%), дальнейшее увеличение амплитуды не приводит к полному разрушению I_n . Анализ направлений намагниченности показал наличие в образцах двух векторов: нестабильного и почти перпендикулярного ему стабильного направления (рис. 4а). Такие же результаты получены и при Т-чистке: после 200°C на кривой $I_n(t)$ наблюдается рост величины намагниченности, выше 500°C — резкое падение; здесь также установлены два взаимно перпендикулярных вектора. При

тщательном сопоставлении результатов \tilde{H} - и Т-чисток и термомагнитного анализа видно, что в поле с амплитудой до 100 Э и при температуре 400°C снимается намагниченность одного и того же направления, то есть менее стабильная намагниченность связана с титаномагнетитом, а более стабильная — с магнетитом.

Микроскопическое изучение ферродиоритов показало, что рудный минерал в них представлен двумя генерациями. Первая генерация — крупные кристаллы титаномагнетита первично-магматического облика. Вторая генерация наблюдается в виде изометрических выделений магнетита, развивающегося совместно с бурой роговой обманкой и апатитом, видимо, в позднемагматическую стадию. Значительный разрыв во времени собственно-магматической и позднемагматической стадий формирования интрузивного массива и хр. Маккуори соответствует данным о его значительной дифференциации, которая привела к образованию ферродиоритов и даже гранофилов [1]. На основании изучения магнитных свойств можно предположить, что интрузив хр. Маккуори в промежутке времени между собственно-магматической и позднемагматической стадиями претерпел сильные тектонические изменения (вероятно, поворот на 90°).

Сравнивая магнитные свойства пород о. Маккуори и других островов, следует отметить:

1. Магнитная восприимчивость пород о. Маккуори на два порядка ниже, чем о. Кемпбелл, остаточная намагниченность также на один-два порядка ниже, чем для всех типов пород с островов юго-западной части Тихого океана (за исключением серпентинитов и ферродиоритов).

2. Стабильность естественной остаточной намагниченности по отно-

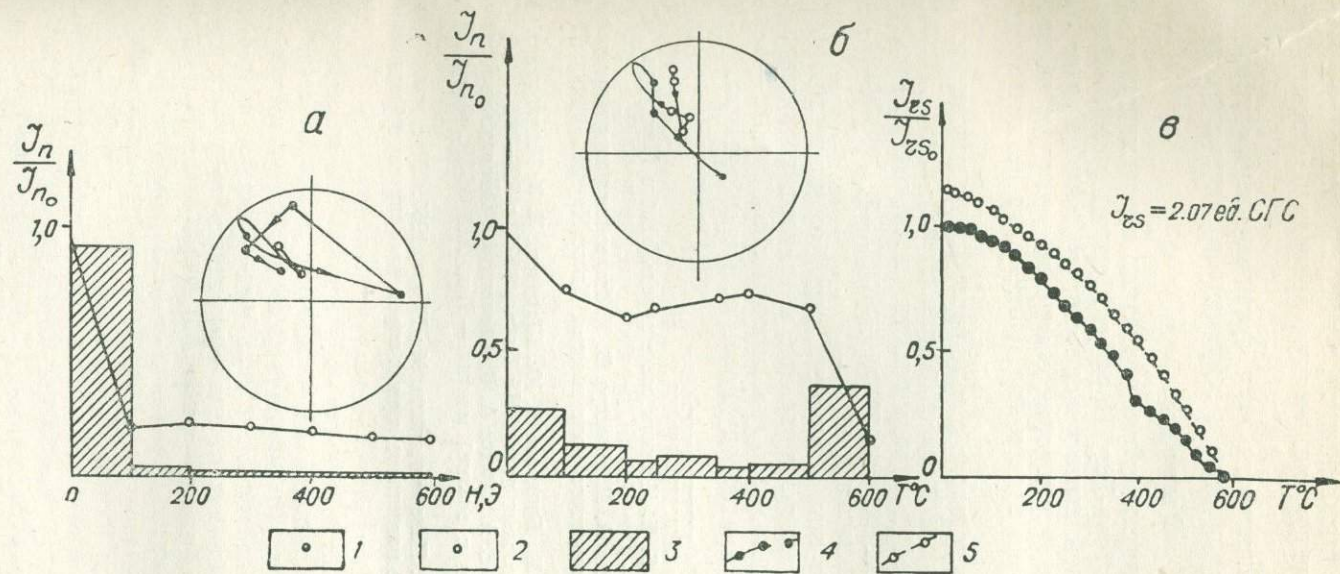


Рис. 4. Кривые размагничивания образца 1293-1/1
 а — результаты чистки переменным магнитным полем, б — результаты температурной чистки, в — результаты термомагнитного анализа; 1 — проекция J_n на нижнюю полусферу, 2 — проекция J_n на верхнюю полусферу, 3 — величина разрушенной части J_n , 4 — кривые $I_{rs1}(t)$; 5 — кривые $I_{rs2}(t)$

шению к \tilde{N} - и Т-чисткам, а также наличие в этих породах только магнетита указывают на возможную химическую природу остаточной намагниченности.

3. Направление намагниченности всех ориентированных образцов о. Маккуори совпадает с направлением современного магнитного поля.

Выводы

Образцы, взятые на антиклинальных поднятиях в зоне перехода от континента к океану (о-ва Лорд-Хау, Норфолк), имеют свежий облик, высокие значения остаточной намагниченности, небольшие значения магнитной восприимчивости. Формирование основных сооружений проходило, вероятно, в несколько этапов (на протяжении не менее двух палеомагнитных эпох).

Образцы, взятые с краевого плато в зоне перехода от континентов к океану (о. Кемпбелл расположен на Новозеландском плато), имеют высокие значения магнитной восприимчивости, величина остаточной намагниченности различна и определяется условиями формирования или последующего существования пород.

Образцы, отобранные из зон сочленения двух океанических плит (остров и хр. Маккуори), имеют заниженные магнитные характеристики в результате высокого метаморфизма пород и завышенные — в результате привноса магнетита в породу после ее формирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Матвеев В. В., Баранов Б. Н. Магматические породы хребта Маккуори (юго-западная часть Тихого океана). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 9, с. 17—28.
2. Михайлова Н. П., Глевасская А. М., Цыкора В. Н. Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена. Киев: Наукова думка, 1974. 245 с.
3. Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская В. Ю., Шаронова З. В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975, с. 92—109.
4. Печерский Д. М., Назарова Е. А., Лыков А. В. Магнетизм и некоторые проблемы строения и развития земной коры и верхней мантии. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1977, № 11, с. 85—99.
5. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. М.: Недра, 1967. 251 с.
6. Шолпо Л. Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. М.: Недра, 1977. 167 с.

ВОПРОСЫ АВТОМАТИЗАЦИИ ОБРАБОТКИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Возрастающий объем и качество палеомагнитной информации требуют строгого подхода к использованию вычислительной математики и ЭВМ в палеомагнетизме и магнетизме горных пород. В настоящее время есть примеры разработок отдельных программ и алгоритмов, реализация которых позволила геофизикам-магнитологам проводить трудоемкие вычислительные операции.

Р. А. Миннибаев с сотрудниками эффективно используют малую ЭВМ Наир-С [12—14]. В. С. Веденков и В. П. Апарин для ЭВМ типа М-20 создали алгольные программы по обработке палеомагнитных данных [5, 6]. Новосибирские ученые начали разработку математического метода «МИНИМАКС» и составили программу по методике частичного перебора для расшифровки кривых размагничивания I_n температурой или переменным полем [2]. Болгарские ученые в 1971 г. разработали программу вычисления палеомагнитных полюсов [20]. Ряд авторов [4, 9] предлагает использовать методы математической статистики для дисперсионного анализа (проверка репрезентативности) палеомагнитных выборок. Эти методы — дополнительное средство при геологической и возрастной корреляции, при анализе распределения векторов

I_n . Авторы [9, 10] предлагают использовать в практике изучения физических свойств горных пород многомерный регрессионный анализ.

Г. З. Гурарий и П. К. Рябушкин [7] разработали программу, которая позволяет моделировать перемещение виртуального полюса и ход напряженности геомагнитного поля во время инверсий исходя из суммы полей: а) центрального диполя и квадруполя с произвольными изменениями интенсивности и конфигурации; б) трех диполей с любым положением и направлением при меняющейся интенсивности. Задавая простые исходные данные (параметры недипольности), они смогли моделировать многие черты реальных инверсий, например, этапность соотношений напряженности поля и перемещения полюса, а также отвергать гипотезы, не соответствующие палеомагнитным наблюдениям.

В последние годы появились разработки программ в связи с реконструкцией дрейфа материков по геологическим и геофизическим данным. Реальность континентального дрейфа подтверждается достоверными палеомагнитными данными. Решение обратной задачи — реконструкции континентального дрейфа по палеомагнитным данным в различных геологических эпохах — представляет большой интерес. Например, в программах [21, 26] графопостроитель CALCOMP вычерчивает атлас схем континентального дрейфа. Программы Белбина и Крайна (язык Фортран-IV) оперируют массивами геологических, морфологических, палеомагнитных и тектонических данных для палеоконтинентальных реконструкций. Графопостроитель строит карты в различных проекциях (стереографическая, равных площадей, ортографическая) при различных увеличениях и углах зрения, глобальные сетки с частотой в 5° , отмечает южный геомагнитный полюс, отражает перемещение континентов,

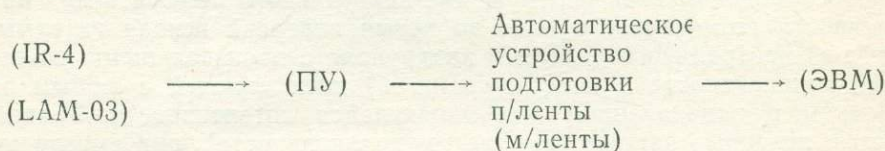
расширение и сжатие Земли. Помимо атласов программа позволяет (в режиме диалога человек — ЭВМ) определять и выводить углы и полюса Эйлера. Скотезе [26] на основе палеомагнитных данных и геологических реконструкций определял положение отдельных континентов в течение фанерозоя в процессе дрейфа. Как и в работе [21], он использовал теорему Эйлера о перемещении точки на поверхности сферы относительно выбранного полюса. Карты вычерчивались на графопостроителе CALCOMP [10], состыкованном с ЭВМ.

Во всех перечисленных случаях процесс подготовки информации для счета на ЭВМ занимает много времени. Поэтому первый этап применения ЭВМ (этап внедрения) должен смениться качественно новым вторым этапом — стыковки лабораторного прибора (магнитометра) с ЭВМ через переходное устройство (ПУ), преобразующее непрерывный сигнал (электрический) в дискретный. Только дискретные данные могут быть восприняты и обработаны цифровой электронно-вычислительной машиной. Задача создания новых программ для обработки палеомагнитной информации остается актуальной.

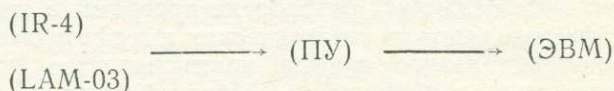
Время прохождения информации с выхода лабораторного прибора на вход ЭВМ сократится, если предприятия-изготовители разработают измерители остаточной намагниченности, каппаметры и другие магнитометрические приборы, снабженные блоками вывода дискретных данных, например, на перфо- или магнитную ленту.

Для стыковки с ЭВМ имеющихся магнитометрических приборов (ИОН-1, термоманометр К. С. Буракова) необходимо создать универсальное переходное устройство.

Наиболее подготовленными для сопряжения с ЭВМ являются магнитометры чехословацкого производства IR-4 и LAM-03. IR-4 снабжен двумя цифровыми вольтметрами (ЦВ). Каждый из них связан с собственной электронной памятью емкостью в 8 бит. Результаты измерений преобразуются в дискретный вид и накапливаются в электронной памяти, а затем появляются на табло ЦВ. Цифровой выход IR-4 сконструирован так, что позволяет выводить следующие данные: показания индикатора ЦВ, диапазон измерений, знак переполнения индикаторов и др. Предлагается двухвариантная схема сопряжения магнитометров с электронно-вычислительной машиной:



Первый вариант заменяется более простым, если вычислительный центр находится близко от палеомагнитной лаборатории.



Остается актуальной задача создания новых программ для обработки палеомагнитной информации по следующим вопросам: проведение геологической и возрастной корреляции, построение литологических и палеомагнитных колонок по полевым материалам (рейсов НИС), построение спектра парциальных термонамагниченностей, сглаживание кривых намагничивания и размагничивания, вычисление параметров спектра нулевого состояния (НС) γ_0 и Δ_m , соотношение спектров $I_n(\tilde{H})$ и $I_{n1}(\tilde{H})$, выделение первичной намагниченности I_n^0 и др.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭВМ В НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ЛАБОРАТОРИИ ПАЛЕОМАГНЕТИЗМА

В лаборатории палеомагнетизма СВКНИИ ЭВМ применяются для обработки данных палеомагнитных исследований. Созданы программы: ЛПМ-1 — пересчет направления вектора естественной остаточной намагниченности из системы координат образца в современную и древнюю системы координат, ЛПМ-2 — статистика Фишера и палеополюса, ЛПМ-2А — морена, которая является аналогом ЛПМ-2 и обрабатывает данные с таких неблагоприятных в палеомагнитном отношении объектов, как моренные отложения.

С помощью широкодоступной аппаратуры можно получить около 10 параметров магнитных характеристик образца. По ним можно рассчитать:

- а) параметры спектра нулевого состояния γ_0 , Δ_m ;
- б) спектр парциальных термонамагниченностей;
- в) коэрцитивные спектры (КС);
- г) соотношение КС I_n и I_{T1} при размагничивании переменным полем;
- д) спектр блокирующих температур (СБТ) и характеристическую функцию термоостаточной намагниченности $P(T)$ [15].

Почти во всех случаях используется операция дифференцирования. При вычислении параметров в, г, д исходными данными являются кривые намагничивания или размагничивания, как правило, не гладкие. Эти кривые предварительно сглаживаются по формулам Грамма [11]. Формулы реализованы в виде процедур, которые описаны в работе [25].

По сглаженным кривым нормального намагничивания $I_r(H)$ и размагничивания переменным полем $I_n(H)$ можно строить КС и по кривым размагничивания температурой $I(T)$ — спектр блокирующих температур, используя программы ЛПМ-4 (ЛПМ-4А) в первом случае и ЛПМ-5 — во втором.

Программа ЛПМ-1 — координаты

Программа ЛПМ-1 преобразует компоненты вектора естественной остаточной намагниченности (ЕОН) из системы координат образца в современную (ССК) и древнюю (ДСК) системы координат*. Существуют два способа пересчета направления вектора ЕОН. Первый основан на формулах сферической тригонометрии и преобразует координаты векторов, заданных наклоном и склонением путем решения треугольников на единичной сфере. Во втором способе используются формулы преобразования декартовых координат ЕОН в пространстве через углы

Эйлера, что является удобным при задании вектора \vec{I}_n своими составляющими. Этот способ составил основу алгоритма ЛПМ-1.

Исходные данные:

- 1) X, Y, Z — составляющие вектора \vec{I}_n в системе координат образца;
- 2) элементы залегания плоскости маркировки образца: A — склонение линии падения, B — угол падения;
- 3) элементы залегания пласта: C — склонение линии падения, D — угол падения.

Подготовка числового материала сводится к кодировке и перфора-

* ЛПМ-1 составлена в соавторстве с В. И. Ремизовским.

ции следующих данных: N — число образцов в группе, массив $T/1:N$, $1:7$, например, для i -й строки:

$$T_{11}=A; T_{12}=B; T_{13}=C; T_{14}=D; T_{15}=X, T_{16}=Y; T_{17}=Z.$$

Результаты счета печатаются в виде колонок цифр. (табл. 1). В таблице введены следующие обозначения: DC, JC — склонение и наклонение вектора I_n в современной системе координат; DD, JD — склонение и наклонение вектора I_n в ДСК; XC, UC, ZC — составляющие единичного вектора в ССК; XD, YD, ZD — составляющие единичного вектора в ДСК.

Программа ЛПМ-2 — статистика Фишера и палеополюса

Аналогично программе [5] в ЛПМ-2 заложена проверка условий выполнения статистического закона Фишера, которая заимствована из работ [23, 28]. Программу начинают работать с ввода критерия Фишера [3] (табл. 2). Наряду с расчетом накапливающейся кучности (PT) по образцам $PT = \frac{i-1}{i-R}$ (R — суммарный вектор стандартной методики)

[14] рассчитывается «кучность» (PG) по таблице Фишера:

$$PG = \frac{i-1}{1-F[i]}$$

Затем проверяется выполнение одного из четырех условий:

1. $R < F/I/$ и $PT < PG$, тогда $PPR=0$ и $PRK=0$;
2. $R \geq F/I/$ и $PT < PG$, тогда $PPR=1$ и $PRK=0$;
3. $R < F/I/$ и $PT \geq PG$, тогда $PPR=0$ и $PRK=1$;
4. $R \geq F/I/$ и $PT \geq PG$, тогда $PPR=1$ и $PRK=1$.

Исходные данные:

Массив $F/1:100/$ — таблица Фишера; M — количество групп образцов; N_i — количество образцов в i -й группе, FI_i, LM_i — широта и долгота места отбора образцов этой же группы; массивы чисел $D/I:N_i/, J/I:N_i/$ — склонения и наклонения единичных векторов ЕОН образцов i -й группы. Контрольный пример [5] просчитан с помощью программы ЛПМ-2 для двух групп ($M=2$).

Первая группа $N_1=13, FI_1=72^\circ, LM_1=127^\circ$;
 $D_1/1:13/=0; 40; 50; 10; 20; 60; 40; 20; 50; 80; 10; 0; 20$;
 $J_1/1:13/=-45; -60; -6; -50; -10; -60; -10; -40; -40; -40$;
 $-65; -50; -30$.

Вторая группа $N_2=10, FI_2=72^\circ, LM_2=127^\circ$;
 $D_2/1:10/=140; 80; 170; 160; 130; 40; 160; 170; 40; 160; 170; 120; 180$;
 $J_2/1:10/=50; 50; 50; 80; 70; 50; 40; 25; 45; 70$.

Результаты счета представлены в табл. 3, введены обозначения: DI, JI — склонение и наклонение I_n образца; F — число из таблицы Фишера, соответствующее индексу i ; Dcp, Jcp — среднее склонение и наклонение; $ALFA$ и $ALFA 95$ — углы доверия накапливающийся и результирующий; K — результирующая, фишеровская кучность; PPR, PRK — проверочные коэффициенты по R и K (0, если величина незначимая, 1 — значимая); FIM — палеомагнитная широта; $TETA 1, TETA 2$ — овалы доверия; $\Phi, LAMBDA$ — координаты полюса. При расчете по ЛПМ-2 палеомагнитных параметров для зон с обратным направлением ЕОН определяются географические координаты южного палеомагнитного полюса. Положение северного полюса определяется при замене Φ на $-\Phi$ и $LAMBDA$ на $LAMBDA + 180^\circ$. Такие преобразования необходимо сделать для первой группы (см. табл. 3): $-8,58^\circ$ заменяем на $8,58$ и $276,17^\circ$ на $276,17^\circ + 180^\circ (-360^\circ) = 96,17^\circ$. Алгоритмом программы служили формулы из работ [18, 22].

Современная и древняя системы координат

N	X	Y	Z	A	B	C	DJ	DC	JC	XC	YC	ZC	DD	JD	XD	YD	ZD	R
1	15,8	-4,2	23,8	213	55	214	48	55	67	224	319	921	197	63	-443	-131	887	28,9
2	72,2	88	14,2	22	40	210	52	33	51	553	343	773	202	77	-205	-82	975	74,1
3	11,5	-4	19,8	230	52	230	50	75	66	104	392	914	210	60	-430	-245	869	23,2
4	23,5	-3,5	27,5	10	42	192	37	248	87	-18	-45	999	196	51	-600	-169	781	36,2

Таблица 2

Таблица Фишера

10	10	2,62	3,10	3,50	3,85	4,18	4,48	4,76	5,03
5,29	5,52	5,75	5,98	6,19	6,40	6,60	6,79	6,98	7,17
7,36	7,53	7,70	7,87	8,03	8,19	8,35	8,50	8,65	8,80
8,95	9,09	9,23	9,37	9,51	9,64	9,78	9,91	10,04	10,17
10,30	10,42	10,54	10,66	10,79	10,91	11,03	11,14	11,26	11,37
11,49	11,60	11,71	11,82	11,93	12,04	12,15	12,25	12,36	12,46
12,57	12,67	12,77	12,87	12,97	13,07	13,17	13,27	13,37	13,46
13,56	13,66	13,75	13,84	13,94	14,03	14,12	14,21	14,31	14,40
14,49	14,58	14,66	14,75	14,84	14,93	15,01	15,10	15,19	15,27
15,36	15,44	15,53	15,61	15,69	15,77	15,86	15,94	16,02	16,10

Статистика Фишера и палеополуса

I	DI	JI	F	DCP	JCP	ALFA	PG	PT	RCP	ПРК	ПРР
3	50	-6	2,62	32,06	-39,42	58,05	5,26	5,58	2,64	1	1
4	10	-50	3,10	26,83	-42,71	35,81	3,33	7,55	3,60	1	1
5	20	-10	3,50	24,98	-35,81	29,70	2,67	7,59	4,47	1	1
6	60	-60	3,85	29,05	-40,72	26,04	2,33	7,57	5,34	1	1
7	40	-10	4,18	31,18	-36,09	23,44	2,13	7,58	6,21	1	1
8	20	-40	4,48	29,71	-36,69	19,89	1,99	8,71	7,20	1	1
9	50	-40	4,76	32,05	-37,27	17,57	1,89	9,54	8,16	1	1
10	80	-40	5,03	36,69	-38,46	17,23	1,81	8,82	8,98	1	1
11	60	-65	5,29	37,98	-41,18	16,34	1,75	8,77	9,86	1	1
12	0	-50	5,52	35,13	-42,44	15,47	1,70	8,84	10,76	1	1
13	20	-30	5,75	33,65	-41,48	14,34	1,65	9,33	11,71	1	1

N	K	DCP	JCP	ALFA95	FIM	TETA 1	TETA 2	Φ	LAMBDA
13	9,33	33,65	-41,48	14,34	-23,84	17,50	10,68	-8,58	276,17

I	DI	JI	F	DCP	JCP	ALFA	PG	PT	RCP	ПРК	ПРР
3	170	50	2,62	131,21	56,19	45,09	5,26	8,54	2,77	1	1
4	160	80	3,10	134,04	62,72	30,92	3,33	9,80	3,69	1	1
5	40	50	3,50	112,78	66,41	31,44	2,67	6,88	4,42	1	1
6	130	70	3,85	115,54	67,20	24,39	2,33	8,50	5,41	1	1
7	160	40	4,18	127,01	64,40	22,83	2,13	7,94	6,24	1	1
8	170	25	4,48	137,43	60,56	23,15	1,99	6,68	6,95	1	1
9	120	45	4,76	134,47	58,78	20,42	1,89	7,31	7,91	1	1
10	180	70	5,03	137,69	60,57	18,51	1,81	7,77	8,84	1	1

N	K	DCP	JCP	ALFA95	FIM	TETA 1	TETA 2	Φ	LAMBDA
10	7,77	137,69	60,57	18,51	41,55	28,20	21,47	27,38	161,56

Программа ЛПМ-2А — морена

Для моренных отложений характерен большой разброс направлений намагниченности. По стохастическим причинам при кучности $K=1$ каждый четвертый вектор \vec{I}_n попадает на обратную сферу. Статистический аппарат [18] не может быть применен для обработки векторов ЕОН морен (т. к. K должна быть больше 3). Точные формулы статистики Фишера [17, 24] позволяют обобщать совокупности I_n с любой степенью разброса.

Алгоритм программы

1. Величина $R_{cp}=R/N$, где N — число образцов, R — суммарный вектор стандартной методики.

2. Если величина $R_{cp} > R_{кр}^*(N)$, значит в направлении векторов коллекции образцов присутствует систематическая компонента. А если $R_{cp} \leq R_{кр}(N)$, то необходимо увеличить число образцов, либо вообще для данной коллекции нельзя определить среднее направление векторов I_n .

3. Кучность K рассчитывается из уравнения $R_{cp} = (cthK - 1/K)$:

- $K=1/(1-R_{cp})$ при $R_{cp} > 0,95$;
- $K=1/(cthK-R_{cp})$ при $10^{-3} \leq R_{cp} \leq 0,95$;
- все расчеты прекращаются при $R_{cp} < 10^{-3}$.

* $R_{кр}(N) = F(N)/N, F(N)$ — значения из табл. 2.

4. Кучность K_{cp} среднего вектора коллекции и радиус круга доверия α_{95} определяются из формул:

$$K_{cp} \equiv K_1 = N \cdot R_{cp} \cdot K.$$

$$\alpha_{95} = \arccos(1 + \ln(1 - 0,95(1 - e^{-2K_1})) / K_1) \text{ при } K \geq 10^{-3},$$

остальные палеомагнитные параметры вычисляются по формулам стандартной методики [18].

Исходные данные (пунктами 2, 3, 4 обозначены те же величины, что и в ЛПМ-2):

1) массив чисел F/1:100/ — таблица для формирования $R_{кр}$ для 100 образцов (массив можно расширить для $N > 100$);

2) M;

3) N_i, FI_i, LM_i ;

4) массивы D/1: N_i /, J/1: N_i /.

Вывод информации по каждой группе построчный, например, расчет тех же двух групп (см. контрольный пример ЛПМ-2) занимает две строки (табл. 4). Обозначения идентификаторов в табл. 4 аналогичны идентификаторам табл. 3.

Таблица 4

Расчет по программе ЛПМ-2 — морена

N	K	DCP	JCP	ALFA95	TETA 1	TETA 2	Φ	LAMBDA	KCP
13	10,1	33,8	-41,25	13,17	15,77	9,63	8,58	96,17	118
10	8,63	137,5	60,7	16,04	24,53	18,68	27,38	161,56	76

Программа ЛПМ-3 (ЛПМ-3А) — сглаживание

По этим программам можно проводить интерполяцию кривых намагничивания или размагничивания, а затем по формулам Грамма сглаживать кривые и строить их графики (см. тексты программ).

Исходные данные:

1) числа L, N, R, M; $L = +1$, $L = -1$ соответственно для кривых намагничивания и размагничивания; $1 \leq R < M$, R — степень интерполирующего многочлена, N — число точек кривой, M — число точек интерполирования;

2) массив X/1:M/ — точки интерполирования (H, \tilde{H} или T);

3) массив F/1:N2/ — первые N чисел занимают значения поля или температуры, а вторые N чисел — значения намагниченности. ЛПМ-3 содержит процедуру SMOOTH 35 сглаживания по пятиточечным формулам Грамма третьей степени, ЛПМ-3А — процедуру SMOOTH 13 сглаживания по трехточечным формулам Грамма первой степени.

Программы ЛПМ-4 (ЛПМ-4А), ЛПМ-5

Трудоемкость построения коэрцитивных спектров по кривым нормального намагничивания $I_r(H)$ и размагничивания переменным полем $I_n(\tilde{H})$, а также вычисление СБТ явились причинами создания программ ЛПМ-4 (ЛПМ-4А) и ЛПМ-5.

Программа ЛПМ-4 (ЛПМ-4А) интерполирует экспериментальные кривые $I_r(H)$, $I_{r1}(H, \tilde{H})$ или $I_n(\tilde{H})$ и строит их КС (программа ЛПМ-5 для $I(T)$ — СБТ). Основным рабочим звеном программ является процедура R0705 интерполирования функций и вычисления производных по схеме Эйткена [8] (см. тексты программ).

Программа ЛПМ-4 — коэрцитивный спектр.

Коэрцитивные спектры вычисляются по формулам В. В. Кочегуры [1]:

$$а) F(H) = K \frac{d}{dH} \left(I_r + \frac{H}{2} \frac{dI_r}{dH} \right) - \text{нормальное намагничивание};$$

$$б) F(\tilde{H}) = -K \frac{d}{d\tilde{H}} \left(I_n + \frac{\tilde{H}}{2} \frac{dI_n}{d\tilde{H}} \right) - \text{размагничивание переменным полем};$$

$$в) F(H, \tilde{H}) = K^1 \frac{d}{d\tilde{H}} \left(I_{r1} + \frac{\tilde{H}}{3} \frac{dI_{r1}}{d\tilde{H}} \right) - \text{идеальное намагничивание};$$

алгоритмом ЛПМ-4А является упрощенная формула [19]:

$$г) F(\tilde{H}) = \pm K \frac{3}{2} \frac{dI_n}{d\tilde{H}}.$$

ЛПМ-4А может быть оформлена как процедура в программе вычисления параметров спектра НС γ_0 и Δ_m [16].

Программа ЛПМ-5 — терморазмагничивание.

При испытании магнитной стабильности пород и выявлении состава ферромагнитных минералов по $I_s(T)$ и $I_{rs}(T)$ снимается кривая температурного размагничивания $I(T)$. Температура, при которой эта кривая имеет наиболее крутой спад, называется блокирующей температурой T_b [15]. Ступенчатый вид кривой $I(T)$ объясняется наличием в породе ферромагнитных минералов с различными точками Кюри. Точная идентификация T_b может быть сделана по локальным* максимумам производной — $\frac{dI}{dT}$ [27]. Кроме [] идентификации блокирующих температур алгоритм программы позволяет вычислять характеристическую функцию термоостаточной намагниченности [15]:

$$P(T) = \frac{1}{H} \cdot \frac{dI}{dT},$$

где H — внешнее геомагнитное поле, создающее намагниченность.

Исходные данные:

Подготовка числового материала для счета состоит в формировании перфокарт или перфоленты. Информация вводится в следующем порядке:

1) числа L, R, K_2, N, M ; (в ЛПМ-4А нет K_2 , в ЛПМ-5 нет K_2 и L); здесь $L = +1$ для формул «а» и «в», $L = -1$ для спектра «б»; R — степень многочлена, интерполирующего функции $I(H)$ или $I(T)$, причем $1 \leq R < M$; $K_2 = 0,5$ для формул «а» и «б», $K_2 = 0,333$ для спектра «в»; N — число точек, в которых снята кривая; M — число точек интерполирования и построения КС и СБТ;

2) массив чисел $A/1:N2/$, в нем первые N чисел занимают значения H (или T), а вторые N чисел — значения намагниченности I ; массив $D/1:M/$ — значения H (или T) для интерполирования I_r и построения КС или СБТ.

* Локальный максимум — $\frac{dI(T)}{dT}$ может также соответствовать температуре фазового перехода (T_n) и точке Кюри (T_c).

С помощью программы ЛПМ-4 (ЛПМ-4А) можно обработать нормированные на единицу и ненормированные кривые. Кривая размагничивания $I_n(\tilde{H})$ нормируется по первой точке, а $I_r(H)$ и $I_{r1}(H, \tilde{H})$ — по последней. Все КС нормируются по удвоенному максимуму $2F_{\text{макс}}$ (постоянные K и K' равны единице). Затем нормированные $I(X)$ (где $X=$

H, \tilde{H}) и КС выводятся на графике. Графики будут тем нагляднее, чем больше M (от 50 до 100). После построения графиков АЦПУ-128 печатает две таблицы с тремя колонками цифр каждая. В таблице нормированных кривых первая колонка — значения поля в M точках, вторая — намагниченность, третья — КС. Вторая таблица состоит из ненормированных значений I_r и КС.

Программа ЛПМ-5. Печатаются оба графика ($I(T)$ и СБТ) и две таблицы. В первой таблице представлены нормированные $I(T)$ по их первой точке и кривые — $\frac{dI}{dT}$ по $(-2\frac{dI}{dT})_{\text{макс}}$. Во второй таблице даны ненормированные значения этих же кривых.

Кривая нормального намагничивания получена в 9 точках при $H=1; 2; 3; 4; 5; 6; 7; 8; 8,5$ Э, и I_r при этих полях равна 0,25; 1; 2,25; 4; 6,25; 9; 12,25; 16,5; 18,94 (у. е.). На ЭВМ проведено интерполирование этой кривой и построение коэрцитивного спектра (табл. 5) по формуле «а» ЛПМ-4 (графа 3) и по формуле «г» ЛПМ-4А (графа 4). Имеется

Таблица 5 некоторое различие в результатах счета по этим программам.

Расчет коэрцитивного спектра

H, \tilde{H}	I_r (у. е.)	F (H)	$\frac{3}{2} \frac{dI_r}{dH}$
1,00	0,25	1,00	0,75
1,25	0,39	1,25	0,94
1,50	0,56	1,50	1,13
1,75	0,76	1,75	1,31
2,00	1,00	2,00	1,50
2,25	1,27	2,25	1,69
2,50	1,56	2,50	1,88
2,75	1,89	2,75	2,06
3,00	2,25	3,00	2,25
3,25	2,64	3,25	2,43
3,50	3,06	3,50	2,63
3,75	3,52	3,75	2,81
4,00	4,00	4,00	3,00
4,25	4,51	4,25	3,19
4,50	5,06	4,50	3,38
4,75	5,64	4,75	3,56
5,00	6,25	5,00	3,75
5,25	6,89	5,25	3,94
5,50	7,56	5,50	4,13
5,75	8,27	5,75	4,31
6,00	9,00	6,00	4,50
6,25	9,76	6,13	4,69
6,50	10,5	7,25	4,88
6,75	11,34	8,62	5,25
7,00	12,25	9,13	5,63
7,25	13,22	9,81	6,00
7,50	14,34	8,81	6,37
7,75	15,41	7,43	6,47
8,00	16,05	7,56	6,56
8,25	17,60	8,12	6,65
8,50	18,94	4,31	6,75

Программа ЛПМ-6 (ЛПМ-6А) — сравнение

Диаграмма Прейзаха и связанные с ней модельные представления служат основной метода определения температурного режима образования I_n по сопоставлению ее коэрцитивного спектра со спектром размагничивания идеальной намагниченности I_{r1} [1]. Автором статьи разработана программа ЛПМ-6 — сравнение, вычисляющая одновременно КС кривых $I_n(\tilde{H})$ и $I_{r1}(\tilde{H})$. По графикам и таблице можно найти соотношение КС в определенной области полей. Программа позволяет сравнивать две кривые намагничивания постоянным полем H или размагничивания переменным полем (например, при исследовании стабильности намагниченности к переменному полю). Для вычисления КС по упрощенной формуле «г» предусмотрены соответствующие изменения в процедуре СПЕКТР (см. в тексте программы ЛПМ-6А* процедуру СПЕКТР 1).

Исходные данные:

1) M — число точек интерполирования;

* По программе ЛПМ-6А рекомендуется сравнивать СБТ кривых первичного и вторичного нагрева остаточной или индуцированной намагниченности насыщения.

- 2) массив D/1:M/ — значения \tilde{H} или \tilde{H} для интерполяции;
- 3) $L_1, R_1, K2_1, N_1; A_1/1:N2/$; первая кривая;
- 4) $L_2, R_2, K2_2, N_2; A_2/1:N2/$; вторая кривая, в ЛПМ-6А нет $K2$ у обеих кривых.

В пунктах 3 и 4 обозначения идентификаторов переменных и массивов соответствуют исходным данным ЛПМ-4. По программам ЛПМ-6 и ЛПМ-6А рассчитывалось соотношение коэрцитивных спектров для I_n и I_{r1} образцы камчатской лавы извержения 1967 г. [19]. Оно оказалось равным 2,45, что очень близко к результату 2,4 в работе [19].

Все предлагаемые программы отлажены и тщательно проверены на многочисленных примерах.

ТЕКСТЫ ПРОГРАММ

на языке АЛГОЛ—60, транслятор ТА-1М
для ЭВМ типа М-20

ПРОГРАММА ЛПМ-1 — КООРДИНАТЫ

Begin Integer N, I, J, K;

L: P0042(N);

Begin Real X1, Y1, Z1, X2, Y2, Z2, R, П, A, B, C, D, P;

Array T [1:N, 1:7], Q[1:19];

P0042(T); K:=J:=0;

For I:=1 **Step** 1 **Until** N **Do**

Begin Q [1]:=I; Q[19]:=SQRT (T [I,1]×T[I,1]+T[I,2]×T[I,2]+T [I,3]×T[I,3]); P:=.017453; П:=3. 141593; A:=T[I,4]×P; B:=T [I,5]×P; C:=T[I,6]×P; D:=T[I,7]×P; X1:=T[I,1]×COS(B)—T [I,3]×SIN(B); Y1:=T[I,2]; Z1:=T[I,1]×SIN(B)+T[I,3]×COS(B); X2:=X1×COS(A)—Y1×SIN(A); Y2:=X1×SIN(A)+Y1×COS (A); Z2:=Z1;

If X2=0 **Then**

Begin **If** Y2=0 **Then**

Begin **If** Z2>0 **Then** Q[10]:=.5×П **Else**

Q[10]:=-.5×П; Q[9]=0; **Go To** S1;

End **Else**

If Y2 >0 **Then** Q[9]:= .5×П **Else** Q[9]:=1.5×П; **GoTo** L1;

End; Q[9]:=ARCTG (ABS (Y2/X2));

If X2>0**And**Y2>0 **Then** Q[9]:=Q[9];

If X2<0**And**Y2>0 **Then** Q[9]:=П—Q[9];

If X2>0**And**Y2<0 **Then** Q[9]:=2×П—Q[9];

If X2<0**And**Y2<0 **Then** Q[9]:=П+Q[9];

L1: Q[10]:=ARCTG (Z2/SQRT (X2×X2+Y2×Y2));

S1: Q[11]:=COS (Q[10]) ×COS (Q[9]) ×1000; Q[12]:=COS (Q[10])×SIN (Q[9])×1000; Q[13]:=SIN (Q[10])×1000;

If Q[9]<C **Then** R:=2×П+Q[9]—C **Else** R:=Q[9]—C; X1:=COS (R)×COS (Q[10]); Y1:=SIN (R)×COS (Q[10]); Z1:=SIN (Q[10]);

X2:=X1×COS (D)+Z1×SIN (D);

Y2:=Y1; Z2:=-X1×SIN (D)+Z1×COS (D);

If X2=0 **Then**

Begin **If** Y2=0 **Then**

Begin **If** Z2>0 **Then** Q[15]:= .5×П **Else**

Q[15]:=-.5×П; Q[14]=0; **GoTo** S2;

End **Else** Q[14]:= .5×П; **GoTo** L2;

End;

Q[14]:=ARCTG (ABS (Y2/X2));

If X2>0**And**Y2>0**Then** Q[14]:=Q[14]; **If** X2>0**And**Y2<0**Then**

Q[14]:=2×П—Q[14]; **If** X2<0**And**Y2>0**Then** Q[14]:=П—Q[14];

If X2<OAndY2<OThen Q[14]:=Π+Q[14];

L2: If Q[14]+C>2×Π Then Q[14]:=Q[14]+C-2×Π ElseQ[14]:=Q[14]+C; Q[15]:=ARCTG(Z2/SQRT(X2×X2+Y2×Y2));

S2: Q[16]:=COS(Q[15])×COS(Q[14])×1000;

Q[17]:=COS(Q[15])×SIN(Q[14])×1000;

Q[18]:=SIN(Q[15])×1000; Q[2]:=T[I,1]; Q[3]:=T[I,2];

Q[4]:=T[I,3]; Q[5]:=A/P; Q[6]:=B/P; Q[7]:=C/P;

Q[8]:=D/P; Q[9]:=Q[9]/P; Q[10]:=Q[10]/P; Q[14]:=Q[14]/P;

P0740 (Q[1], P, O, 19, 3, 0, 5, 1, 5, 1, 5, 1, 5, 1, 5, 1, 5, 1, 5, 1, 4, 1);

End;

End; GoTo L;

End

ПРОГРАММА ЛПМ-2 — СТАТИСТИКА ФИШЕРА
И ПАЛЕОПОЛЮСА

Begin Integer I, N, P, M;

Real X, Y, Z, Π, JCP, DCP, Φ, FI, LM, Q, K, AJ, R, ПPR, ПPK,
PT, PG, A, Q1, Q2, FIM, LMB, B, ACOS, S;

Array F [1:100], QI [1:12], QJ [1:10]; P0042(F);

LI:P0042(M); P:=0; Π:=3.141593; K:=.017453; S:=1;

L:P0042(N, FI, LM); P1041(N, FI, LM);

Begin Array D, J [1:N];

P0042(D, J); FI:=FI×K; LM:=LM×K;

For I:=1 Step 1 Until N Do

Begin D[I]:=D[I]×K; J[I]:=J[I]×K;

End; X:=Y:=Z:=0;

For I:=1 Step 1 Until N Do

Begin Z:=Z+SIN(J[I]); Y:=Y+SIN(D[I])×COS(J[I]);

X:=X+COS(D[I])×COS(J[I]);

R:=SQRT(X×X+Y×Y+Z×Z); JCP:=ARCSIN(Z/R);

If X=0 Then

Begin If Y>0 Then DCP:=.5×Π; If Y<0 Then DCP:=-.5×Π;

End Else

Begin DCP:=ARCTG(ABS(Y/X)); If X<0 And Y<0 Then
DCP:=Π+DCP;

If X<0AndY>0 Then DCP:=Π-DCP;

If X>0AndY<0 Then DCP:=2×Π-DCP;

End; If I<2 Then GoTo C; Q:=1/(I-1); AJ:=20↑Q;

ACOS:=1-(I-R)×(AJ-1)/R; A:=ARCSIN(SQRT(1-ACOS×
ACOS));

If ACOS<0 Then A:=Π-A; PT:=(I-1)/(I-R); PG:=(I-1)/
(I-F[I]);

If R<F[I]AndPT<PG Then Begin ПPR:=0; ПPK:=0; End;

If R≥F[I]AndPT<PG Then Begin ПPR:=1; ПPK:=0; End;

If R<F[I]AndPT≥PG Then Begin ПPR:=0; ПPK:=1; End;

If R≥F[I]AndPT≥PG Then Begin ПPR:=1; ПPK:=1; END;

QI[1]:=I; QI[2]:=D[I]/K; QI[3]:=J[I]/K; QI[4]:=F[I];

QI[6]:=JCP/K; QI[7]:=A/K; QI[8]:=PG; QI[9]:=PT;

QI[10]:=R; QI[11]:=ПPR; QI[12]:=ПPK;

P0740(QI[1], S, 0, 12, 5, 0, 5, 2, 5, 2, 5, 2, 5, 2, 5, 2, 5, 2, 5, 2, 5, 0, 5, 0);

C; ;

End;

FIM:=.5×TG(JCP); FIM:=ARCTG(FIM); Q2:=COS(FIM)/COS

(JCP); Q1:=A×Q2; Q2:=.5×A×Q2×Q2;

```

Φ:=ARCSIN (SIN (FI)×SIN (FIM) + COS (FI)×COS (FIM)×COS
(DCP));
B:=ARCSIN (COS (FIM)/COS (Φ)×SIN (DCP));
If SIN (FIM) ≥ SIN (Φ)×SIN (FI) Then LMB:=LM+B Else LMB:
=LM+Π-B;
QJ[1]:=PT; QJ[2]:=QI[5]; QJ[3]:=QI[6]; QJ[4]:=QI[7];
QJ[5]:=FIM/K; QJ[6]:=Q1/K; QJ[7]:=Q2/K; QJ[8]:=Φ/K;
QJ[9]:=LMB/K; QJ[10]:=N;
P0740(QJ[1], S, 0, 10, 5, 2, 5, 2, 5, 2, 5, 2, 5, 2, 5, 2,
5, 2, 5, 0);
End; P:=P+1; If P<M Then GoTo L; GoTo LI;
End

```

ПРОГРАММА ЛПИМ-2А — МОРЕНА

```

Begin Integer I, N, P, M;
Real X, Y, Z, Π, DCP, JCP, Φ, FI, LM, K, R, K1, KCP, DK,
A95, Q1, Q2, FIM, LMB, B, ACOS, S, EKP, EKN, KI, KI1;
Array F [1:100], QI [1:10];
P0042(F);
L:P0042(M);P:=0; Π:=3.141593; K:=.017453; S:=1;
C:P0042(N, FI, LM); P1041 (N, FI, LM);
Begin Array D, J[1:N];
P0042 (D, J); FI:=FI×K; LM:=LM×K;
For I:=1 Step 1 Until N Do
Begin D[I]:=D[I]×K; J[I]:=J[I]×K; End; X:=Y:=Z:=0;
For I:=1 Step 1 Until N Do
Begin X:=X+COS (D[I])×COS (J[I]); Z:=Z+SIN (J[I]);
Y:=Y+SIN (D[I])×COS (J[I]);
End; R:=SQRT (X×X+Y×Y+Z×Z); JCP:=ARCSIN (Z/R); R:=R/N;
If X=0 Then
Begin If Y>0 Then DCP:=.5×Π; If Y<0 Then DCP:=-.5×Π;
End Else
Begin DCP:=ARCTG (ABS (Y/X)); If X<0 And Y<0 Then DCP:=
Π+DCP;
If X<0 And Y>0 Then DCP:=Π-DCP; If X>0 And Y<0 Then
DCP:=2×Π-DCP;
End;
If R<F[N]/N OR R<10-3 Then GoTo KC;
If R>.95 Then K1:=1/(1-R); If R≥10-3 And R≤.95 Then
Begin K1:=20;
For I:=1, I+1 While DK≥10-4 Do
Begin EKP:=EXP (KI); EKN:=1/EKP;
KI1:=1/((EKP+EKN)/(EKP-EKN)-R);
DK:=ABS (KI1-KI); KI:=KI1; K1:=KI;
End;
End; KCP:=N×R×K1;
ACOS:=1+LN (1-.95×(1-EXP (-2×KCP)))/KCP;
A95:=ARCSIN (SQRT (1-ACOS×ACOS)); If ACOS<0 Then A95:
=Π-A95;
FIM:=.5×TG (JCP); FIM:=ARCTG (FIM); Q2:=COS (FIM)/COS
(JCP);
Q2:=.5×A95×Q2×Q2; Φ:=ARCSIN (SIN (FI)×SIN (FIM) + COS
(FI)×COS (FIM)×COS (DCP)); B:=ARCSIN (COS (FIM)/COS (Φ)
×SIN (DCP));
If SIN (FIM) ≥ SIN (Φ)×SIN (FI) Then LMB:=LM+B Else LMB:=
LM+Π-B;
QJ[1]:=K1; QJ[2]:=DCP/K; QJ[3]:=JCP/K; QJ[4]:=A95/K;

```

$QJ[5] := FIM/K$; $QJ[6] := Q1/K$; $QJ[7] := Q2/K$; $QJ[8] := \Phi/K$;
 $QJ[9] := LMB/K$; $QJ[10] := N$;
 P0740(QJ[1], S, 0, 10, 5, 2, 5, 2, 5, 2, 5, 2, 5, 2, 5, 2, 5, 2, 5, 2);

End; P:=P+1; If P<M Then GoTo C;

KC::; GoTo L;

End

ПРОГРАММА ЛПМ-3 — СГЛАЖИВАНИЕ

Begin Real K; Integer L, N, M, R, Q, I, N2, P, M2; Boolean П;
 Procedure SMOOTH35(N, X); Value N; Integer N; Array X;

Begin Real A, B, C, S, T; Integer I;

If N<5 Then GoTo MC;

A:=X[1]; B:=X[2]; S:=X[N-4]; T:=X[N-1];

X[1]:=(69×A+4×B-6×X[3]+4×X[4]-X[5])/70;

X[2]:=(2×A+27×B+12×X[3]-8×X[4]+2×X[5])/35;

For I:=3 Step 1 Until N-2 Do

Begin C:=X[I]; X[I]:=(-3×A+12×B+17×C+12×X[I+1]-3×X[I+2])/35; A:=B; B:=C;

End;

X[N-1]:=(-8×A+12×B+2×S+27×T+2×X[N])/35;

X[N]:=(4×A-6×B-S+4×T+69×X[N])/70;

End;

MC: P0042(L, N, R, M); M2:=2×M; N2:=2×N; Q:=2×(R+1); P:=1;

Begin Array F[1:N2], X[1:M], B[1:M2], C[1:Q], X2[1:M, 1:2], H[1:5],

J[1:4]; P0042(X, F); П:=FALSE;

For I:=1 Step 1 Until M Do B[I]:=X[I];

P1071(N, M, F, B, C, P, R, П);

For I:=1 Step 1 Until M Do

Begin X2[I, 1]:=B[I]; X[I]:=B[M+I]; End;

SMOOTH35(M, X);

If L=-1 Then K:=X[1] Else K:=X[M];

For I:=1 Step 1 Until M Do

Begin X2[I, 2]:=X[I]/K; P0740(X2[I, 1], P, 0, 2, 3, 2, 5, 3);

End; H[1]:=-95.5; J[1]:=M; J[2]:=10-4; J[3]:=J[4]:=1;

P0743(X2[1, 1], H[1], J[1], M, 1);

For I:=1 Step 1 Until M Do

Begin X2[I, 2]:=X2[I, 2]×K; P0740(X2[I, 1], P, 0, 2, 3, 2, 5, 3);

End; P0040(X); GoTo MC;

End;

End

ПРОГРАММА ЛПМ-3А — СГЛАЖИВАНИЕ

Begin Real K; Integer L, N, M, R, Q, I, N2, P, M2; Boolean П;

Procedure SMOOTH13(N, X); Value N; Integer N; Array X;

Begin Real A, B, C; Integer I;

If N<3 Then GoTo MC;

A:=X[1]; C:=X[N-2]; X[1]:=(5×A+2×X[2]-X[3])/6;

For I:=2 Step 1 Until N-1 Do

Begin B:=X[I]; X[I]:=(A+B+X[I+1])/3; A:=B;

End; X[N]:=(-C+2×B+5×X[N])/6;

MC: P0042(L, N, R, M); M2:=2×M; N2:=2×N; Q:=2×(R+1); P:=1;

Begin Array F[1:N2], X[1:M], B[1:M2], C[1:Q], X2[1:M, 1:2], H[1:5],

J[1:4]; P0042(X, F); П:=FALSE;

For I:=1 Step 1 Until M Do B[I]:=X[I];

P1071(N, M, F, B, C, P, R, П);

For I:=1 Step 1 Until M Do

```

    Begin X2[I, 1]:=B[I]; X[I]:=B[M+I]; End;
SMOOTH13 (M, X);
If L=-1 Then K:=X[1] Else K:=X[M];
For I:=1 Step 1 Until M Do
    Begin X2[I, 2]:=X[I]×K; P0740(X2[I, 1], P, 0, 2, 3, 2, 5, 3);
    End; H[1]:=-95.5; J[1]:=M; J[2]:=10-4; J[3]:=J[4]:=1;
P0743(X2[1, 1], H[1], J[1], M, 1);
For I:=1 Step 1 Until M Do
    Begin X2[I, 2]:=X2[I, 2]×K; P0740(X2[I, 1], P, 0, 2, 3, 2, 5, 3);
    End; P0040(X); GoTo MC;
End;
End

```

ПРОГРАММА ЛПМ-4 — КОЭРЦИТИВНЫЙ СПЕКТР

```

Begin Integer N, M, L, R, Q, I, N2, M2, M3, P; Real K, K1, K2; Boolean
Π;
L:P0042(L, R, K2, N, M); M2:=2×M; M3:=3×M; N2:=2×N; Q:=3
×(R+1); K1:=K:=0;
Begin Array D[1:M], A[1:N2], B[1:M3], C[1:Q], X[1:M, 1:3], H[1:6],
J[1:4], A1 [1:M2]; P0042 (A, D); Π:=FALSE; P:=1;
For I:=1 Step 1 Until M Do A1[I]:=B[I]:=D[I];
P0705 (N, M, A, B, C, P, R, Π);
For I:=1 Step 1 Until M Do
    Begin A1[M+I]:=B[M+I]+K2×B[M2+I]; X[I, 2]:=B[M+I];
    If L=-1 Then K1:=X[1, 2] Else K1:=X[M, 2];
    End;
P0705 (M, M, A1, B, C, P, R, Π);
For I:=1 Step 1 Until M Do
    Begin X[I, 1]:=B[I]; X[I, 3]:=L×B[M2+I];
    If ABS (X[I, 3])>K/2 Then K:=2×ABS (X[I, 3]);
    End;
For I:=1 Step 1 Until M Do
    Begin X[I, 2]:=X[I, 2]/K1; X[I, 3]:=X[I, 3]/K; P0740 (X[I, 1], P,
    0, 3, 3, 2, 5, 3, 5, 3);
    End; H[1]:=-95.5; J[1]:=M; J[2]:=10-4; J[3]:=J[4]:=1;
P0743 (X[1, 1], H[1], J[1], M, 2);
For I:=1 Step 1 Until M Do
    Begin X[I, 2]:=X[I, 2]×K1; X[I, 3]:=X[I, 3]×K×L; P0740
    (X[I, 1], P, 0, 3, 3, 2, 5, 3, 5, 3);
    End; GoTo L;
End;
End
End

```

ПРОГРАММА ЛПМ-4А — КОЭРЦИТИВНЫЙ СПЕКТР

```

Begin Integer N, M, L, R, Q, I, N2, M2, M3, P; Real K, K1; Boolean Π;
L: P0042 (L, N, R, M); M2:=2×M; M3:=3×M; N2:=2×N; Q:=3×(R+
1); K1:=K:=0;
Begin Array D [1:M], A[1:N2], B[1:M3], C[1:Q], X[1:M, 1:3], H[1:6],
J[1:4]; P0042 (A, D); Π:=FALSE;
For I:=1 Step 1 Until M Do B[I]:=D[I];
P0705 (N, M, A, B, C, P, R, Π);
For I:=1 Step 1 Until M Do
    Begin X[I, 1]:=B[I]; X[I, 2]:=B[M+I]; X[I, 3]:=L×B[M2+I];
    If L=-1 Then K1:=X[1, 2] Else K1:=X[M, 2];
    If ABS (X[I, 3])>K/2 Then K:=2×ABS (X[I, 3]);
    End;
End;
For I:=1 Step 1 Until M Do

```

```

Begin X[I, 2]:=X[I, 2]/K1; X[I, 3]:=X[I, 3]/K; P0740 (X[I, 1], P, O,
3, 3, 2, 5, 3, 5, 3);
End; H[1]:=-95,5; J[1]:=M; J[2]:=10-4; J[3]:=J[4]:=1; P0743
(X[1, 1], H[1], J[1], M, 2);
For I:=1 Step 1 Until M Do
Begin X[I, 2]:=X[I, 2]×K1; X[I, 3]:=X[I, 3]×K×1.5; P0740
(X[1, 1], P, 0, 3, 3, 2, 5, 3, 5, 3);
End; GoTo L;
End;
End

```

ПРОГРАММА ЛПМ-5 — ТЕРМОРАЗМАГНИЧИВАНИЕ

```

Begin Integer N, M, L, R, Q, I, N2, M2, M3, P; Real K, K1; Boolean П;
L: P0042 (R, N, M); M2:=2×M; M3:=3×M; N2:=2×N; Q:=3×(R+1);
K:=K1:=0;
Begin Array D[1:M], A[1:N2], B[1:M3], C[1:Q], X[1:M, 1:3],
H[1:6], J[1:4]; P0042 (A, D); П:=FALSE; P:=1;
For I:=1 Step 1 Until M Do B [I]:=D[I]; P0705 (N, M, A, B, C, P,
R, П);
For I:=1 Step 1 Until M Do
Begin X[I, 1]=B[I]; X[I, 2]:=B[M+I];
X[I, 3]:=-B[M2+I]; K1:=X[1, 2];
If ABS (X[I, 3])>K/2 Then K:=2×ABS (X[I, 3]);
End;
For I:=1 Step 1 Until M Do
Begin XII, 2]:=X[I, 2]/K1; XII, 3]:=X[I, 3]/K; P0740 (XII, 1), P,
0, 3, 3, 2, 5, 3, 5, 3);
End;
H[1]:=1; J[1]:=M; J[2]:=10-4; J[3]:=J[4]:=1;
P0743 (X[1, 1], H[1], J [1], M, 2);
For I:=1 Step 1 Until M Do
Begin X[I, 2]:=X[I, 2]×K1; X[I, 3]:=-X[I, 3]×K; P0740 (XII, 1),
P, 0, 3, 3, 2, 5, 3, 5, 3);
End; GoTo L;
End;
End

```

ПРОГРАММА ЛПМ-6 — СРАВНЕНИЕ

```

Begin Integer P, M, I; Real K, K1;
L: P0042 (M);
Begin Array X1, Y1, X2, Y2[1:M, 1:2], D[1:M], F[1:M, 1:5], H[1:6], J[1:4];
Procedure СПЕКТР (M, D, X); Value M; Integer M; Array D, X;
Begin Real K2; Integer N, L, R, Q, I, N2, M2, M3, P; Boolean П;
P0042 (L, R, K2, N);
M2:=2×M; M3:=3×M; N2:=2×N; Q:=3×(R+1); P:=1;
Begin Array A[1:N2], B[1:M3], C[1:Q], A1[1:M2];
P0042 (A); П:=FALSE;
For I:=1 Step 1 Until M Do A1[I]:=B[I]:=D[I];
P0705 (N, M, A, B, C, P, R, П);
For I:=1 Step 1 Until M Do
Begin A1[M+I]:=B [M+I]+K2×B[I]×B[M2+I]; XII, 1]:=B[M+I];
End;
P0705 (M, M, A1, B, C, P, R, П);
For I:=1 Step 1 Until M Do X[I, 2]:=B[M2+I]×L;
End;
End;
Begin P0042 (D); K:=K1:=0; P:=1;

```

```

СПЕКТР (M, D, X1); СПЕКТР (M, D, X2);
For I:=1 Step 1 Until M Do
  Begin If X1[I, 1]>K Then K:=X1[I, 1];
        If X2[I, 1]>K Then K:=X2[I, 1];
        If ABS (X1[I, 2])>K1/2 Then K1:=2×ABS (X1 [I, 2]);
  If ABS (X2[I, 2])>K1/2 Then K1:=2×ABS (X2[I, 2]);
  End;
For I:=1 Step 1 Until M Do
  Begin F[I, 1]:=D[I]; F[I, 2]:=X1[I, 1]/K; F[I, 3]:=X1[I, 2]/K1;
        F[I, 4]:=X2[I, 1]/K; F[I, 5]:=X2[I, 2]/K1;
        P0740 (F[I, 1], P, 0, 5, 6, 3, 6, 3, 6, 3, 6, 3, 6, 3);
  End; H[1]:=-95.5; J[1]:=M; J[2]:=-10-4; J[3]:=J[4]:=1;
P0743 (F[1,1], H[1], J[1], M, 4);
For I:=1 Step 1 Until M Do
  Begin F [I,2]:=X1[I,1]; F[I,3]:=X1[I,2];
        F[I, 4]:=X2[I, 1]; F[I, 5]:= X2[I, 2];
        P0740 (F[I,1], P, 0, 5, 6, 3, 6, 3, 6, 3, 6, 3, 6, 3);
  End; GoTo L;
End;
End;
End

```

ПРОГРАММА ЛПМ-6А — СРАВНЕНИЕ

```

Begin Integer P, M, I; Real K, K1;
L:P0042 (M);
  Begin Array X1, Y1, X2, Y2[1:M, 1:2], D[1:M], F[1:M, 1:5], H[1:6], J[1:4];
  Procedure СПЕКТР1 (M, D, X); Value M; Integer M; Array D, X;
  Begin Integer N, L, R, Q, I, N2, M2, M3, P; Boolean П;
  P0042 (L, R, N);
  M2:=2×M; M3:=3×M; N2:=2×N; Q:=3×(R+1); P:=1;
  Begin Array A[1:N2], B[1:M3], C[1:Q];
  P0042 (A); П:=FALSE;
  For I:=1Step 1Until M Do B[I]:=D[I];
  P0705 (N, M, A, B, C, P, R, П);
  For I:=1 Step 1 Until M Do
    Begin X[I, 1]:=B[M+I]; X[I, 2]:=B[M2+I]×L;
    End;
  End;
  End;
  End;
Begin P0042 (D); P:=1;
СПЕКТР1 (M, D, X1); СПЕКТР1 (M, D, X2);
For I:=1 Step 1 Until M Do
  Begin If X1[I, 1]>K Then K:=X1[I, 1];
        If X2[I, 1] >K Then K:=X2[I, 1];
        If ABS (X1[I, 2])>K1/2 Then K1:=2×ABS (X1[I, 2]);
        If ABS (X2[I, 2])>K1/2 Then K1:=2×ABS (X2[I, 2]);
  End;
  For I:=1 Step 1 Until M Do
    Begin F [I, 1]:=D[I]; F[I, 2]:=X1[I, 1]/K; F[I, 3]:=X1[I, 2]
          /K1; F[I, 4]:=X2[I, 1]/K; F[I, 5]:=X2[I, 2]/K1;
    End; H[1]:=-95.5; J[1]:=M; J[2]:=-10-4; J[3]:=J[4]:=1;
P0743 (F[1, 1], H[1], J[1], M, 4);
For I:=1 Step 1 Until M Do
  Begin F[I, 2]:=X1[I, 1]; F[I, 3]:=X1[I, 2];
        F[I, 4]:=X2[I, 1]; F[I, 5]:=X2[I, 2];
        P0740 (F[I, 1], P, 0, 5, 6, 3, 6, 3, 6, 3, 6, 3, 6, 3);
  End;

```

End; GoTo L;

End;

End;

End

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоконов В. И., Кочегура В. В., Шолпо Л. Е. Методы палеомагнитных исследований горных пород. Л.: Недра, 1973. 247 с.
2. Блинов П. И., Поспелова Г. А. Применение метода частичного перебора для оптимальной интерпретации кривых $I_n(H)$. — В кн.: Методы и результаты палеомагнитного изучения осадочных формаций кайнозоя Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1973, с. 14—23.
3. Большев Л. И., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики. М.: Наука, 1965. 420 с.
4. Вагабова Р. И., Исмаил-заде Т. А., Рутман А. М. Применение методов математической статистики и ЭЦВМ в палеомагнитных исследованиях. — В кн.: Материалы IX конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973, ч. 3. 26 с.
5. Веденков В. С. Обработка палеомагнитных данных на ЭЦВМ. Препринт ИФСО-2М. Красноярск, 1974. 21 с.
6. Веденков В. С., Апарин В. П. Обработка палеомагнитных данных на ЭЦВМ. Препринт ИФСО-3М, 4М. Красноярск, 1974. 70 с. 26 с.
7. Гурарий Г. З., Рябушкин П. К. Моделирование инверсий геомагнитного поля на ЭВМ. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М.: ИЗМИРАН, ИФЗ, 1976, ч. 3. 36 с.
8. Демин В. Ф., Добролюбов Л. В., Степанов В. А. Системы программирования на Алголе. М.: Наука, 1977. 223 с.
9. Исмаил-заде Т. А., Рутман А. М. Решение задач палеомагнетизма с помощью математической статистики и ЭЦВМ. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблема палеомагнетизма. М.: ИЗМИРАН, ИФЗ, 1976, ч. 3. 50 с.
10. Кобелев В. В. Машинная графика для системы БЭСМ — Алгол. М.: Наука, 1978. 175 с.
11. Милн В. Э. Численный анализ. М.: ИЛ, 1951. 176 с.
12. Минибаев Р. А. Использование ЭВМ Наир-С для обработки данных эксперимента по методике последовательных нагревов. — В кн.: Геология, магнетизм горных пород и палеомагнетизм Южного Урала. Уфа, 1977, с. 100—104.
13. Минибаев Р. А., Абдуллаев Х. А. К методике вычисления на электронно-вычислительной машине средних значений склонения и наклонения I_n при палеомагнитных исследованиях. — Узб. геол. журн., 1973, № 6, 13—16.
14. Минибаев Р. А., Абдуллаев Х. А., Насырова М. Применение ЭВМ Наир-С для вычисления склонения и наклонения в современной системе координат. — Узб. геол. журн., 1976, № 4, с. 3—6.
15. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 347 с.
16. Панфилов В. А., Шолпо Л. Е., Щекин М. Н. Элементы диагностики ферромагнитных минералов по кривым нормального намагничивания образцов горных пород. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М.: ИЗМИРАН, ИФЗ, 1976, ч. 2. с. 73.
17. Рябушкин П. К., Певзнер М. А. Статистика сильно рассеянных направлений при изучении естественной намагниченности морен. — Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1978, № 12, с. 103—106.
18. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 251 с.
19. Шолпо Л. Е. Магнетизм горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 182 с.
20. Георгиев Х., Ножаров П. Программа за обработка на данните от палеомагнитните изследвания. — Изв. на Геофиз. ин-т Бълг. АН, 1974, т. 19, с. 215—218.
21. Belbin L., Crain I. CONTPLOT: A program to draft continental reconstructions. Comput. Geosci., v. 1, N. 4, 1976, p. 279—308.
22. Irving E. Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems. 1964, J. Wiley and Sons, N. Y., 399 p.
23. Irving E., Stott P. M., Ward M. A. Demagnetization of igneous rocks by alternating magnetic fields. 1961, Phil. Mag., 8th ser., v. 6, p. 225—241.
24. Mardia K. V. Statistics of directional data. Acad. Press, London, 1972. 200 p.
25. Rodriguez-Gil R. Com. ACM, N. 7, 1963.
26. Scotese C. R. A continental drift «flip book». Comput. Geosci., v. 2, N. 1, 1976, p. 113—116.
27. Stacey F. D., Banerjee S. K. The physical principles of rock magnetism. 1974, Amsterdam — New-York, Elsevier, 1974, 195 p.
28. Watson G. S. A test of randomness of directions. 1956, Mon. Not. Roy. Astr. Soc., Geophys. Suppl., v. 7, p. 160—161.

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПЭКВМ ПРИ ОБРАБОТКЕ СОВОКУПНОСТИ ВЕКТОРОВ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Математическую обработку небольшого количества исходной информации при палеомагнитных исследованиях нерационально проводить на больших и средних ЭВМ. Как показывает опыт, такой массив данных лучше обрабатывать на мини-ЭВМ типа ПЭКВМ. Простота их эксплуатации повышает оперативность в получении результатов.

В статье приведены три текста программ и примеры контрольных расчетов к ним для ПЭКВМ серии «CASIO fx-201P».

В текстах использованы служебные обозначения, употребляемые для записи программ на данном типе ПЭКВМ: AC — клавиша полной очистки памяти, ENT — клавиша записи вводных данных, MJ — клавиша ручного перехода, K — клавиша записи констант, ST — клавиша номера перехода, GOTO — клавиша автоматического перехода, ANS — клавиша ответа, : — клавиша конца сообщения.

ПРОГРАММА КЛПМ-1А

Расчет склонения и наклона вектора \vec{I}_n при горизонтальном залегании плоскости маркировки образца. Алгоритмом служили формулы:

$$D = \arccos(x/\sqrt{x^2+y^2}); \quad J = \arctg(z/\sqrt{x^2+y^2});$$

$$R = \sqrt{x^2+y^2+z^2}; \quad I_n = ER,$$

где X, Y, Z — составляющие вектора \vec{I}_n ,

D — склонение,

J — наклонение,

I_n — модуль вектора естественной остаточной намагниченности.

Кодировка числового материала по номерам ячеек памяти ПЭКВМ

1, 2, 3 — ячейки, соответствующие величинам X, Y, Z; 4 — ячейка с ценой деления E для данной позиции измерения (ИОН-1)*. Промежуточные ячейки занимает объектная программа (91 ячейку), результаты вычислений располагаются следующим образом: 5 ячейка — склонение вектора, 6 ячейка — наклонение, 7 — I_n .

- | | |
|-----------------|---------------------------------|
| 1. AC ST # 1: | 8. 5=2+/- ÷ 5√×7 arccos + K180: |
| 2. ENT 4: | 9. 6=3÷0√: |
| 3. MJ | 10. 6=6 arctan: |
| 4. ENT 1:2:3: | 11. 7=3×3+0: |
| 5. 5=2×2: | 12. 7=4×7√: |
| 6. 0=1×1+5: | 13. ANS 5:6:7: |
| 7. 7=1+/- ÷ 0√: | 14. GOTO 1: |

* ИОН-1 — измеритель остаточной намагниченности.

Пересчет направления вектора \vec{I}_n из системы координат образца в современную систему координат.

Алгоритм:

$$X_c = a \cos A - Y \operatorname{tg} A;$$

$$Y_c = a \operatorname{tg} A + Y \cos A;$$

$$Z_c = x \operatorname{tg} B + Z \cos B,$$

где $a = X \cos B - Z \operatorname{tg} B$,

A — склонение линии падения,

B — угол падения (A и B — элементы залегания плоскости маркировки).

Склонение и наклонение \vec{I}_n образца в современной системе координат:

$$D_c = \arccos \left(x_c / \sqrt{x_c^2 + y_c^2} \right);$$

$$J_c = \operatorname{arctg} \left(z_c / \sqrt{x_c^2 + y_c^2} \right); \quad R^2 = x_c^2 + y_c^2 + z_c^2.$$

Кодировка памяти ПЭКВМ

1 ячейка — A , 2 ячейка — B , в 3, 4 и 5 ячейках кодируются компоненты вектора \vec{I}_n , 7 ячейка — склонение, 8 ячейка — наклонение, 9 ячейка — R^2 .

1. AC ENT 1:2:

9. $9 = 7 \times 7 + 4$:

2. MJ

10. $7 = 7 \div 9 \sqrt{\quad}$:

3. ENT 3:4:5:

11. $7 = 6 \div 4 \sqrt{\quad} \times 7 \arccos + K180$:

4. $6 = 5 \times 2 \tan - 3 \times 2 \cos$:

12. $8 = 5 \div 9 \sqrt{\quad}$:

5. $7 = 4 \times 1 \tan + 6 \times 1 \cos$:

13. $8 = 8 \arctan$:

6. $6 = 6 \times 1 \tan - 4 \times 1 \cos$:

14. $9 = 5 \times 5 + 9$:

7. $5 = 3 \times 2 \tan + 5 \times 2 \cos$:

15. ANS 7:8:9:

8. $4 = 6 \times 6$:

ПРОГРАММА КЛПМ-1В — ДРЕВНИЕ КООРДИНАТЫ

Пересчет вектора \vec{I}_n образца из современной в древнюю систему координат.

Алгоритм.

Составляющие вектора \vec{I}_n в древней системе координат $X_{др}$, $Y_{др}$, $Z_{др}$, а также $D_{др}$ и $J_{др}$ вычисляются по формулам:

$$X_{др} = b / \operatorname{tg} D + \sin J_c \sin D;$$

$$b = \cos (D_c - C) \cos J_c;$$

$$Y_{др} = b \operatorname{tg} (D_c - C);$$

$$D_{др} = C + \arccos \left(X_{др} / \sqrt{X_{др}^2 + Y_{др}^2} \right);$$

$$Z_{др} = b \operatorname{tg} D + \sin J_c \cos D;$$

$$J_{др} = \operatorname{arc} \operatorname{tg} \left(Z_{др} / \sqrt{X_{др}^2 + Y_{др}^2} \right).$$

Кодировка памяти ПЭКВМ

Исходные данные: C — азимут падения пласта, D — угол падения пласта (ячейки 1 и 2), D_c и J_c — склонение и наклонение вектора \vec{I}_n образца в современной системе координат (ячейки 3 и 4).

Результаты счета: склонение вектора \vec{I}_n образца в древней системе

координат (ячейки 6 или 7 при условии $0 \leq D_{др} \leq 360$), наклонение вектора \vec{I}_n в ячейке с номером 0.

- | | |
|---|---|
| 1. AC ENT 1:2: | 9. $9=7 \times 7$: |
| 2. MJ | 10. $0=6 \times 6 + 9$: |
| 3. ENT 3:4: | 11. $6=6 \div 0 \sqrt{\quad}$: |
| 4. $5=3-1$: | 12. $6=7 \div 9 \sqrt{\quad} \times 6 \arccos + K180 + 1$: |
| 5. $6=5 \cos \times 4 \cos + / -$: | 13. $0=8 \div 0 \sqrt{\quad}$: |
| 6. $7=6 \times 5 \tan$: | 14. $0=0 \arctan$: |
| 7. $8=6 \times 2 \tan + 4 \sin \times 2 \cos$: | 15. $7=6 - K360$: |
| 8. $6=6 \div 2 \tan - 4 \sin \times 2 \sin$: | 16. ANS 0:6:7: |

Контрольные примеры

Запись программы на ПЭКВМ производится путем последовательного набора клавиш, соответствующих обозначениям в тексте. После переключения режима работ ПЭКВМ на «СОМР» (счет по программе) можно вводить исходные данные для обсчета.

КЛПМ-1А. Исходные значения вводятся последовательным набором клавиш, при этом на табло указывается номер ячейки соответствующего параметра:

№ ячеек	
4	0,158 ENT (цена деления)
1	-3,0 ENT (X)
2	2,5 ENT (Y)
3	4,6 ENT (Z)

После ввода последнего параметра начинается счет, по окончании которого загорается индекс «ANS», и на табло появляется номер ячейки первого ответа и сам ответ; для получения каждого из последующих ответов нажимается клавиша «ANS».

Результаты вычислений:

№ ячеек	
5	140,19 (склонение)
6	49,67 (наклонение)
7	0,953 (модуль вектора)

КЛПМ-1Б. Исходные значения:

№ ячеек	
1	156 ENT (A)
2	34 ENT (B)
3	-5,2 ENT (X)
4	-3,2 ENT (Y)
5	5,0 ENT (Z)

Результаты вычислений:

№ ячеек	
7	358,8 (склонение)
8	13,5 (наклонение)
9	72,1 (R^2)

КЛПМ-1В. Исходные значения:

№ ячеек	
1	0 ENT (C)
2	60 ENT (D)
3	353 ENT (D_c)
4	74 ENT (I_c)

Результаты вычислений:

№ ячеек -

0	14,1 (наклонение)
6	358,02 (склонение)
7	-1,98 (склонение)

Ответ в ячейках 6 и 7 выбирается из условия $0 \leq D_{др} \leq 360$, в данном случае значение в ячейке 6: $D_{др} = 358,02$.

ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- I_n — естественная остаточная намагниченность горной породы (ЕОН)
 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
 κ — магнитная восприимчивость горной породы
 \tilde{H} — размагничивающее переменное магнитное поле
 H_e — напряженность постоянного магнитного поля
 T — температура $^{\circ}C$
 $Q = \frac{I_n}{\kappa \cdot H}$ — фактор Кенигсбергера
 $H'_c, H'_c s$ — разрушающие магнитные поля для естественной и остаточной намагниченности насыщения
 $D_{др}, J_{др}$ — склонение и наклонение в древней системе координат
 φ, λ — широта и долгота места отбора образца
 Φ, Λ — современные координаты (широта и долгота) палеомагнитного полюса
 Θ_1, Θ_2 — полуоси овала погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса при уровне вероятности $P=0,95$
 Φ_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 — результата,
 где $x = \sum \frac{I_x}{I_n}, y = \sum \frac{I_y}{I_n}, z = \sum \frac{I_z}{I_n}$ (или суммы соответствующих косинусов)
 α_{05} — радиус круга доверия векторов I_n для вероятности $1-P=0,95$
 N — прямая полярность образцов и зон
 R — обратная полярность образцов и зон
 E — интервал частой смены полярности
 γ_0, Δ_m — параметры коэрцитивного спектра нулевого состояния

СОДЕРЖАНИЕ

Линькова Т. И. Детальная палеомагнитная стратиграфия плиоцен-плейстоценовых донных отложений	5
Минюк П. С. Палеомагнитные исследования плиоцен-плейстоценовых отложений Колымской низменности	16
Беспалый В. Г., Давидович Т. Д., Малахова Г. Ю. Возраст ископаемой бобровой плотины в отложениях террасы р. Берелех (бассейн р. Колымы)	23
Ремизовский В. И. Палеомагнитно-стратиграфические исследования неогеновых отложений Макаровского района о. Сахалин	28
Ремизовский В. И. Сопоставление временных объемов неогеновых свит Сахалина и Камчатки	54
Ложкина Н. В. Магнитные свойства пород опорного разреза среднего и верхнего триаса в Северном Приохотье	59
Колесов Е. В. Палеомагнитная характеристика среднепалеозойских отложений Омолонского массива	68
Линькова Т. И., Малахов М. И., Малахова Г. Ю. О природе намагниченности глубоководных донных осадков	75
Ложкина Н. В. Естественная остаточная намагниченность верхнетриасовых отложений Омолонского массива	97
Райкевич М. И., Городницкий А. М., Линькова Т. И., Матвеев В. В. Магнитные и петрофизические свойства изверженных горных пород островов юго-западной части Тихого океана	107
Малахов М. И. Вопросы автоматизации обработки палеомагнитных данных	121
Забываев Ю. Н., Иванов Ю. Ю. Опыт использования ПЭКВМ при обработке совокупности векторов естественной остаточной намагниченности	138

МАГНЕТИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД
И ПАЛЕОМАГНИТНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ВОСТОКА
И СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Ответственный редактор кандидат геолого-минералогических наук
Юрий Яковлевич Вашилов

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

Сдано в набор 25. 08. 80 г. Подписано к печати 03. 11. 81 г. АХ—02064
Формат 70×108/16, объем 8,75 усл. п. л., 9,25 уч.-изд. л., тир. 500, зак. 632.
Цена 1 руб. 60 коп.

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт Дальневосточного
научного центра АН СССР, 685010, Магадан, Портовая, 16

Магаданская областная типография Управления издательств, полиграфии и книж-
ной торговли, 685000. Магадан, ул. Горького, 9.

3882