

М. А. Певзнер

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ
И СТРАТИГРАФИЯ
ПЛИОЦЕН-
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ
КАМЧАТКИ**



M. A. PEVZNER

PALEOMAGNETISM
AND STRATIGRAPHY
OF PLIOCENE—QUATERNARY
DEPOSITS OF KAMCHATKA

Transactions. vol. 235

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW 1972

М. А. ПЕВЗНЕР

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ
И СТРАТИГРАФИЯ
ПЛИОЦЕН—ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ КАМЧАТКИ

Труды, вып. 235

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1972

Палеомагнетизм и стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Камчатки. Певзнер М. А. Труды ГИН, вып. 235

Монография посвящена палеомагнитным исследованиям вулканитов Камчатки. Изучались разновозрастные плиоцен-четвертичные отложения трех удаленных друг от друга районов Камчатки. В работе большое внимание уделено доказательству первичности намагниченности изучаемых образцов и связи различной по направлению намагниченности с различной полярностью геомагнитного поля времени образования пород. Первичность намагниченности доказывается на основании комплекса лабораторных исследований и путем полевых наблюдений. Приведенная в работе магнито-стратиграфическая шкала позволяет коррелировать вулканогенные разрезы Камчатки с другими разрезами земного шара, имеющими данные абсолютного возраста или палеомагнитные характеристики.

Работа представляет интерес для геологов, занимающихся стратиграфией позднекайнозойских отложений, и геофизиков-палеомагнитологов.

Табл. 8. Иллюстраций 46. Библ. 78 назв.

Редакционная коллегия:

академик А. В. Пейве (главный редактор),
академик В. В. Меннер, Т. Г. Павлова, П. П. Тимофеев

Ответственные редакторы:

академик В. В. Меннер, Г. Н. Петрова

Editorial Board:

Academician *A. V. Peive* (editor-in-chief),
Academician *V. V. Manner, T. G. Pavlova, P. P. Timofeev*

Responsible editors:

Academician *V. V. Manner, G. N. Petrova*

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в СССР и за рубежом все шире используется палеомагнитный метод для решения задач геохронологии и стратиграфии палеонтологически немых отложений. Применение палеомагнитного метода для решения подобных задач основано, во-первых, на свойстве горных пород приобретать остаточную намагниченность по направлению геомагнитного поля, существовавшего в момент образования горной породы, и сохранять эту намагниченность до момента исследований (Chevallier, 1925; Большаков, Сковородкин, 1965; Нагата, 1965, и др.), а во-вторых, — на свойстве геомагнитного поля время от времени изменять свою полярность на противоположную.

Довольно успешно палеомагнитный метод применяется при исследовании эффузивов. Этот тип горных пород служит благоприятным объектом для палеомагнитных исследований в магнитном отношении. Эффузивы обладают в большинстве случаев большой по величине и достаточно стабильной естественной остаточной намагниченностью.

Перед нами стояла задача, используя палеомагнитный метод, попытаться увязать некоторые эффузивные плиоцен-четвертичные разрезы Камчатки с одновозрастными отложениями других районов земного шара.

Многочисленными исследованиями (мы укажем только самые поздние работы — Doell a.o., 1966; Chamalaun, McDougal, 1966; McDougal, Chamalaun, 1966; Cox, Dalrymple, 1967, и др.) установлено, что последняя инверсия геомагнитного поля произошла 700 тыс. лет назад. Абсолютный возраст этих отложений и соответственно время последней инверсии получены калий-аргоновым методом. Объектом наших исследований на Камчатке были вулканогенные разрезы, в которых (по геологическим данным) имелись породы, по возрасту близкие времени последней инверсии геомагнитного поля.

На Камчатке для решения подобных задач палеомагнитный метод уже применялся В. В. Кочегурой (1963, 1965) и Д. М. Печерским, В. Н. Ключевой, Г. П. Казаковой (1965). Ими были проведены палеомагнитные исследования на вулканогенных разрезах Среднего хребта. Был установлен ряд палеомагнитных зон прямой и обратной полярности и сделана попытка скоррелировать изученные разрезы с палеомагнитными разрезами шейстоцен-плиоценовых отложений Антверпо-Закавказской области, составленными А. П. Храмовым (1958, 1963). Однако у этих работ (В. В. Кочегура, Д. М. Печерский) есть общий и существенный недостаток — отсутствие или сравнительно небольшое количество геологических данных, позволяющих привязать исследованные вулканогенные разрезы Среднего хребта к хорошо изученным стратиграфическим плиоцен-четвертичным разрезам Камчатки.

Много палеомагнитных исследований было проведено на Камчатке на отложениях, возраст которых моложе времени последней инверсии. Это работы методические (Поспелова, 1959 а, б, 1962, 1963; Маршин и др., 1962; Сковородкин, 1966 а, б; Аверьянов, Штейнберг, 1966) и работы, связанные с определением возраста исследуемых образований (Горшков и др., 1963; Альшова, 1967, и др.).

За время существования породы (с момента ее возникновения и до момента исследований) первичная естественная остаточная намагниченность (I_n) может полностью или частично разрушиться, кроме того, в породе может возникнуть вто-

ричная остаточная намагниченность, соизмеримая по величине с первичной I_n . Поэтому в книге большое внимание уделено вопросам доказательства первичности I_n .

В работе изложены результаты палеомагнитных исследований позднекайнозойских отложений центральной и северной частей Срединного хребта и отложений хребтов Тумрок и Гамчен. Исследования были организованы Геологическим институтом АН СССР и проводились в тесном контакте с сотрудниками Института вулканологии СО АН СССР.

В работе использованы также коллекции образцов, отобранные и любезно предоставленные нам для лабораторных исследований А. С. Арсановым, В. С. Петровым, А. И. Челебаевой.

Коллективам указанных выше организаций и всем лицам, оказавшим помощь в проведении исследований, автор выражает глубокую признательность.

Автор искренне и глубоко благодарен А. Е. Шанцеру, А. Р. Гептнеру, Г. З. Гурарию и Д. И. Фрих-Хару, постоянная совместная работа с которыми во многом способствовала успешному завершению работы, а также Г. Н. Петровой, П. Н. Кропоткину, Г. М. Проскуряковой, В. И. Трухину за ценные советы и замечания при ее написании. Большую признательность автор выражает своему постоянному консультанту и научному руководителю В. В. Мешнеру.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ИССЛЕДУЕМЫХ РАЙОНОВ

В геологическом строении Камчатки огромную роль играют неогеновые и четвертичные отложения. Первые представлены морскими, континентальными и вулканогенными образованиями. Наиболее хорошо изученными являются неогеновые морские отложения, расчленение которых строится главным образом на основании распределения морских фаун. Значительно меньше известно о строении и палеонтологической характеристике континентальных отложений. Естественно, что это вызывает большие трудности при определении взаимоотношений и возраста морских и континентальных отложений. По этой же причине остается нерешенным ряд вопросов, связанных с последовательностью формирования и возрастом широко распространенных на Камчатке вулканогенных толщ, так как наиболее часто удается установить их взаимоотношение именно с континентальными образованиями. Позднеогеновые разрезы Камчатки представлены отложениями кавранской серии. В ее составе выделяют три морские свиты: в нижнекавранской подсерии – ильинскую и какертскую, а в верхнекавранской – эталонскую, перекрываемую обычно континентальными отложениями эрмановской свиты. Стратотипические разрезы свит кавранской серии расположены на западном побережье Камчатки в Тигильском районе.

Четвертичные отложения на Камчатке, так же как и третичные, представлены морскими, континентальными и вулканогенными образованиями. Однако они изучены еще слабее, и их расчленение вызывает большие трудности. Расчленение четвертичных отложений основано на комплексном методе анализа стратиграфических, палеонтологических, литологических и геоморфологических данных.

Палеомагнитные исследования были проведены в центральной части Срединного хребта (междуречья рек Крерук, Крюки, Половинная), на севере Срединного хребта (Рекинникский район) и в хребтах Тумрок и Гамчен (рис. 1). Во всех этих районах широко развиты верхнеогеновые и четвертичные вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, одновозрастность которых доказывается достаточно убедительно на основании геологических и палеоботанических данных. Как в изучаемых, так и в непосредственно подстилающих их отложениях найдены пыльца и отпечатки листьев древесных, кустарниковых и травянистых растений. Имеются также данные диатомового анализа, свидетельствующие об одновозрастности этих отложений в целом. Однако их положение в геохронологической шкале в настоящее время еще не установлено. Разными исследователями они датируются от верхнего до среднего плиоцена.

Изучаемые образования всех трех районов залегают с размывом на отложениях, синхронных верхнеэрмановской свите Западной Камчатки (табл. 1). Это отложения кахтунской свиты в центральной части Срединного хребта, отложения шапинской свиты в районе хребтов Тумрок и Гамчен и, наконец, отложения нижнего горизонта вулканогенно-осадочной толщи Рекинникского района.

В районе междуречья рек Крерук, Крюки, Половинная выделяются два мощных вулканогенных комплекса, разделенных резким угловым несогласием. Породы верхнего вулканогенного комплекса (крерукский вулканогенный комплекс) имеют горизонтальное залегание, а породы нижнего вулканогенного комплекса (кахтунская свита) смяты в складки с углами падения до $15-20^{\circ}$. К породам крерукского вулканогенного комплекса относятся образования, ранее относимые к верхам алнейской серии, которую считают вулканогенным аналогом каврана. Однако в результате деталь-

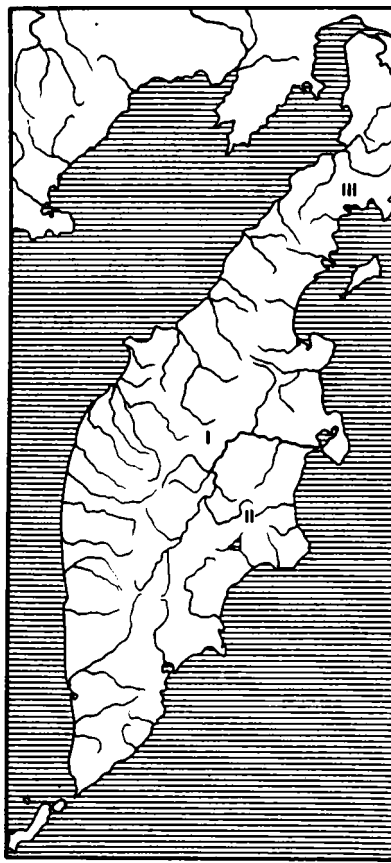


Рис. 1. Обзорная карта районов работ

I - центральная часть Срединного хребта; II - хребты Тумрок и Гамчен;
III - Рекинникский район

ных работ, выполненных в 1966 г., было установлено, что эти отложения в описываемом районе не являются кавранскими, так как они с размывом и резким угловым несогласием залегают на дислоцированных эрмановских отложениях, сами же при этом лежат горизонтально. Обнаруженная как в тех, так и в других отложениях флора указывает на резкое различие этих толщ по возрасту, о чем подробно говорится ниже. Поэтому отложения верхнего вулканогенного комплекса выделены в самостоятельную стратиграфическую единицу - крерукский вулканогенный комплекс, возможно, синхронный энметенской свите западного побережья Камчатки. Отложения крерукского вулканогенного комплекса перекрыты четвертичными отложениями Срединного хребта и залегают на отложениях кахтунской свиты.

В хребтах Тумрок и Гамчен на дислоцированных породах шапинской свиты с размывом и резким угловым несогласием залегают породы тумроковского вулканогенного комплекса. Породы эти лежат практически горизонтально. Породы иультского комплекса также практически не нарушены, но залегают с размывом на отложениях тумроковского комплекса, а в некоторых местах даже на отложениях шапинской свиты. Видимое угловое несогласие, иногда наблюдающееся между иультским комплексом и нижележащими породами, возникает за счет первичного уклона лавовых потоков, слагающих сохранившиеся постройки вулканических аппаратов. Породы иультского комплекса перекрыты еще более молодыми породами вплоть до современных (особенно широко последние развиты в хребте Гамчен).

В Рекинникском районе (Северная Камчатка) на отложениях эрмановской свиты р. Пустой с размывом и угловым несогласием залегают отложения вулканогенно-

Схема сопоставления отложений изученных районов

Западная Камчатка	Центральная часть Срединного хребта, верховья рек Крерук, Крюки, Половинная	Хребты Тумрок и Гамчен	Север Срединного хребта, Рекинникский лон	
Энеметенская свита	Четвертичные вулканогенные отложения Срединного хребта	Четвертичные вулканогенные отложения хребта Гамчен	Фациально невыдержанная вулканогенная толща	
	Крерукский вулканогенный комплекс	Иультский вулканогенный комплекс		
Эрмановская свита		Вулканогенно-осадочный комплекс, кахтунская свита (аналог эрмановской свиты)	Тумроковский вулканогенный комплекс	Вулканогенно-осадочная толща
	Шапинская свита		Нижний горизонт	
				Эрмановская свита

осадочной толщи, нижний горизонт которой, по данным палинологического анализа, очень близок отложениям эрмановской свиты. Верхний же горизонт этой толщи, к верхней части которого относятся платоэффузивы, по своему флористическому составу резко отличается от нижнего горизонта и близок к отложениям крерукского и тумрокского вулканогенных комплексов и энметенской свиты Западной Камчатки.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ СРЕДИННОГО ХРЕБТА (верховья рек Крерук, Крюки, Половинная)

В пределах Быстринского хребта и центральной части Срединного хребта в результате детальных работ были выделены два мощных вулканогенных комплекса.

Нижний комплекс, кахтунская свита, синхронный эрмановской свите, сильно дислоцирован. Породы же верхнего, крерукского вулканогенного комплекса, залегают практически горизонтально.

Кахтунская свита

Вулканические образования этой свиты обнажаются по глубоким врезам рек Крерук, Крюки и их притокам. Верхняя часть разреза свиты наиболее полно вскрыта по левым притокам верхнего течения р. Крерук. Породы, смятые в складки с углами падения до 15–20°, представлены здесь мощными потоками (до 15–20 м) плотных темно-серых афировых андезитов и андезито-базальтов, переслаивающимися с пачками неслоистых агломератовых и псефитовых туфов, слоистых туффитов и вулканомиктовых песчаников. Фациальный состав по простиранию сильно варьирует. Разрезы с преобладанием эффузивов сменяются существенно пирокластическими разрезами, и наоборот. Лавовые потоки и пачки туфов часто по простиранию замещаются образованиями пирокластических потоков и лахар.

В верхней части кахтунской свиты собрана листовая флора хорошей сохранности (левый борт р. Крерук). В ее составе А. И. Челебаевой установлены: *Betula* sp., *Salix* cf. *brachypoda* (Trautv. et Mey.) Kom., *S.* cf. *dasyclados* Wimm., *S.* sp. nova (*S.* cf. *jenisseensis* (F. Schm.) Flod.), *S.* cf. *livida* Whlb., *S.* cf. *pentandra* L., *S.* *pyrolifolia* Ldb. *fossilis* (comb. nov.), *S.* cf. *pulchra* Cham., *S.* *sachalinensis* Schmidt f. *congipetiolata* L.n., *S.* cf. *parallelinervis* Floder.

Собранный материал отражает растительность долинных группировок с преобладанием кустарниковых форм. Однообразие родового состава перечисленной экологической группы сближает ее с современной флорой Камчатки. Как видно из списка, ископаемые виды имеют большое сходство с современными, хотя между ними и нет полного тождества. Из девяти определенных форм шесть сравниваются с ныне произрастающими на Камчатке, а три близки к видам, хотя и отсутствующим в современной флоре Камчатки, но распространенным на территории Восточной Сибири, Приморья и Сахалина. Аналогичные черты имеет и ископаемая флора шапинской свиты хребта Тумрок. Среди ив в ней также присутствуют формы, родственные *Salix brachypoda*, *S. caprea*, *S. pentandra*, *S. sachalinensis*. Для этих же отложений (верхняя часть разреза нижнего комплекса) И. А. Егоровой составлен спорово-пыльцевой спектр, в котором преобладают древесная пыльца (30–55%) и споры (30–50%); пыльцы травянистых растений в нем не более 10–12%. В группе древесных доминируют березы (18–25%), ольха (7–33%), ольховник (11–26%), а из хвойных — ель (*Picea* sect. *Omorica* и *Eurpicea* — 3–21%) и различные представители сосновых (5–20%). Все широколиственные породы (орех, граб, дуб, липа, вяз, клены, гикори), а также ивы, жимолость и другие встречаются в малом количестве, за исключением лещины (1,5–14%). Отмечаются единичные зерна пыльцы таких теплолюбивых хвойных, как *Tsuga* и *Taxodiaceae*. На долю всех трав (злаки, сложноцветные, преимущественно полынь, зонтичные, гречишные и синюховые) вместе с эрикоидными кустарничками приходится всего 10–12%.

Среди споровых растений преобладают папоротники сем. *Polypodiaceae* (25–40%). Споры других папоротников (включая и несколько более теплолюбивые *Cyatheaceae*), а также плаунов, хвощей и сфагнумов встречались единично.

Описанный флористический комплекс имеет большое сходство с флористическим комплексом из верхнеэрмановской подсвиты у мыса Непропуск западного побережья Камчатки и флористическим комплексом из верхней части разреза шапинской свиты (Шанцер и др., 1969; Гептнер и др., 1966).

Отложения левобережья р. Крерук исследовались также и на диатомовые (Е. Г. Лупикина). Всего в породах определено 66 форм диатомовых водорослей из 29 родов. Подавляющее большинство из них — пресноводные (60 форм из 25 родов); морские — *Melosira sulcata* var. *biseriata* Grun., *Thalassiosira* sp. (неопределенные обломки), *Coccinodiscus marginatus* Ehr., *C. insignis* Jouse, *Chaetoceras* sp. sp. (споры) и солоноватоводноморские *Cocconeis scutellum* Ehr. — встречаются единично и спорадически (in situ). Среди олигогалобов наиболее разнообразно представлены роды: *Melosira* (7), *Tetracyclus* (8), *Fragillaria* (5), *Eunotia* (8), *Pinnularia* (4), остальные — *Tabellaria*, *Meridion*, *Diatoma*, *Synedra*, *Cocconeis*, *Eucocconeis*, *Achnanthes*, *Diatomella*, *Diploneis*, *Frustulia*, *Stauroneis*, *Navicula*, *Coloneis*, *Auricula*, *Cymbella*, *Epithemia*, *Rhopalodia*, *Hantzschia*, *Surirella* представлены 1–2 формами. Массовых форм не обнаружено.

В состав характерных форм комплекса входят: *Melosira praedistans* Jouse s. *praedistans* (1), *M. praedistans* f. *seriata* Moiss (2), *M. pracislandica* Jouse (1–2), *M. scabrosa* Ostr (3–4), *Tetracyclus ellipticus* (Ehr.) Grun. (1), *T. emarginatus* (Ehr.) W. Sm. (1–2), *T. emarginatus* (Ehr.) var. *strumosus* (Ehr.) Hust (1), *T. aff. lacustris* Ralfs. (1–2), *Fragillaria constricta* Ehr. (1), *F. aff. constricta* Ehr. (1–2), и некоторые другие.

Эти формы являются типичными представителями озерной умеренно тепловодной альгофлоры плиоцена Западной Камчатки, за исключением *Melosira scabrosa*, пока еще не отмечавшейся в эрмановых отложениях.

Анализируя данные диатомового анализа, надо отметить участие в комплексе теплолюбивого элемента, сравнительно небольшое количество (16%) вымерших видов, а также большую роль видов, широко распространенных в четвертичной диатомовой флоре Камчатки. Учитывая сказанное, Е. Г. Лупикина синхронизирует время формирования диатомовой флоры из верхней части нижнего комплекса по левобережью р. Крерук с временем формирования нижних и средних горизонтов верхнеэрмановской подсвиты (Гептнер, 1965). В верхних горизонтах верхнеэрмановской подсвиты стратотипического разреза экологически однотипных озерных комплексов не обнаружено.

Крерукский вулканогенный комплекс

Он обнажается по рекам Крерук, Половинная, а также в верховьях рек Анавгай, Большой и Малый Тигиль. Породы этого комплекса, залегающие горизонтально, обычно слагают верхние части склонов долин водоразделов. На исследуемой площади крерукский вулканогенный комплекс повсеместно отделен от дислоцированных пород кахтунской свиты угловым несогласием.

Для крерукского комплекса характерна большая пестрота фациального состава. В нижней части комплекса в ряде изученных разрезов пирокластические и в меньшей мере вулканогенно-осадочные породы преобладают над эффузивами. В других же районах, например по левобережью р. Крерук, отмечается преобладание эффузивных разрезов с большим количеством лав андезитового и андезито-базальтового составов. Для нижней части комплекса наиболее типична пачка желтоватых и зеленоватых туфов андезитового и андезито-дацитового составов. Туфы в них обычно несортированные или с грубой слоистостью. Довольно характерны и прослои ярко-красных рыхлых лапиллиевых и псефитовых туфов. Существенную роль в разрезах играют пачки сортированных горизонтально- и косослоистых туффитов и туфогенных песчаников, переслаивающихся с валунными и галечниковыми конгломератами и конгломерато-брекчиями. Обычно к низам и средней части разреза приурочены мощные (10–15 м) потоки мелкопорфировидных серых и зеленовато-серых пироксеновых андезито-базальтов и андезитов, то короткие, быстро выклинивающиеся по простиранию, то прослеживающиеся на несколько километров. В средней части разреза крерукского комплекса преобладают плотные серые и темно-серые афировые и мелкопорфировидные плагиоклазовые дациты и андезито-дациты. В парагенезе с дацитами встречаются черные и красновато-бурые игнимбриты с черными обсидиановыми фьямме.

В верхней части разреза крерукского комплекса преобладают эффузивные породы. Наиболее характерными являются афировые и слабопорфировидные андезиты и андезит-базальты, в меньшей мере — их туфы и переотложенные разности — туффиты и вулканомиктовые песчаники. В самых верхних частях разреза наряду с указанными породами встречаются потоки порфировидных дупироксеновых и оливинсодержащих базальтов и андезит-базальтов. По всему разрезу верхней части крерукского комплекса наблюдаются многочисленные потоки темно-серых плотных полосчатых, иногда игнимбритоподобных андезит-дацитов и дацитов. Характерны темно-серые дациты, переполненные включениями обломков светло-серых хорошо раскристаллизованных андезитов. В парагенезе с полосчатыми и обломочными дацитами встречаются черные игнимбриты с крупными фьямме обсидиана. В самых верхах разреза залегают потоки серых и зеленовато-серых крупнопорфировидных гиперстеновых андезит-базальтов и базальтов с крупными прозрачными вкраплениями плагиоклаза.

В общем фациальный состав крерукского комплекса крайне не выдержан как по разрезу, так и по простиранию. Линзообразно переслаивающиеся пачки туфов замещаются слоистыми конгломератами и песчаниками, а нередко и пачками эффузивов. В существенно эффузивных разрезах лавовые потоки иногда прослеживаются на несколько километров, а чаще быстро выклиниваются, замещаясь прослоями пирокластического материала.

В туффитах низов крерукского вулканогенного комплекса (разрез в верховьях р. Крюки и по левобережью р. Крерук) были обнаружены споры и пыльца деревьев и трав. По заключению И. А. Егоровой, в общем составе спорово-пыльцевого спектра доминирует пыльца деревьев (80–85%) с небольшим участием пыльцы трав (7–14%) и спор (1–9%). Среди деревьев основное место принадлежит пыльце берез (*Betula* sect. *Costatae*, *B.* sect. *Albae*, *B.* sect. *Nanae*), а также ольхе и ольховнику. Хвойные представлены в основном *Pinus* cf. *pumila*. Теплолюбивые хвойные совсем отсутствуют, а из широколиственных пород встречаются единичные зерна пыльцы лещины и граба. Пыльца травянистых присутствует в небольших количествах, но довольно разнообразна. Преобладает пыльца полыни, камнеломковых и зонтичных. Споровые растения представлены в основном папоротниками из сем. *Polypodiaceae*. Из верхней части разреза комплекса спорово-пыльцевые спектры еще более бедны и отличаются от только что описанного полным отсутствием широколиственных пород.

Аналогичный спорово-пыльцевой спектр отмечен в верхних горизонтах вулканогенно-осадочной толщи р. Пустой (Северная Камчатка), датируемой как верхнеплиоценовая — четвертичная (Малаева, 1965).

Такой же спорово-пыльцевой спектр описан И. А. Егоровой (Шанцер и др., 1969) и из отложений тумрокского вулканогенного комплекса в пределах Восточного хребта.

По заключению Е. Г. Лупикиной, диатомовая флора, обнаруженная в отложениях крерукского вулканогенного комплекса (разрез на водоразделе рек Крюки и Половинная), имеет типично пресноводный состав и резко отличается от комплексов эрмановской свиты этого же участка. Это особенно касается диатомей верхней части разреза крерукского вулканогенного комплекса, где 99% составляют широко распространенные ныне виды. Единичные створки неогеновых видов, обнаруженные в образцах из этой толщи, ввиду плохой сохранности нельзя часто с уверенностью рассматривать как залегающие *in situ*. В нижней части разреза среди доминирующих форм, широко распространенных в четвертичных отложениях и живущих ныне, спорадически, с оценкой "редко" отмечаются представители рода *Melosira*, морфологически сходные с неогеновым видом *Melosira praceslandica* Jouse.

ХРЕБТЫ ТУМРОК И ГАМЧЕН

Хребет Тумрок, являясь частью Восточного Камчатского хребта, протягивается почти в меридиональном направлении от вулкана Кизимен на юге до верховьев р. Адриановки на севере. На западе хребет ограничен серией сбросов северо-восточного простирания, а с востока отделен от хребта Гамчен долиной р. Сторож.

Наличие непрерывного разреза позднекайнозойских осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных отложений и практически полная обнаженность района делают его крайне благоприятным для детального изучения молодых геологических образований с верхов неогена до голоцена.

В хребте Тумрок выделены следующие стратиграфические подразделения (Шанцер и др., 1969):

1. Шапинская свита, сложенная вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами.

2. Тумрокский вулканогенный комплекс.

3. Иультский вулканогенный комплекс.

Шапинская свита

Не останавливаясь подробно на литологической характеристике шапинской свиты, которая изложена в работе группы авторов (Шанцер и др., 1966), и не давая полного списка флоры, мы приведем лишь те данные, которые необходимы для сопоставления ее с одновозрастными отложениями других районов.

На глубоко эродированной и сильно расчлененной поверхности предполагаемого мела - палеогена залегают породы шапинской свиты. Низы разреза представлены прибрежно-морскими и морскими песчаниками. Мощность морских отложений около 100 м. Вверх по разрезу они постепенно сменяются континентальными фациями - песками, слабо сцементированными песчаниками и алевролитами с отпечатками листьев и маломощными прослоями бурых углей. Основная часть разреза шапинской свиты (около 800 м) сложена преимущественно континентальными отложениями с остатками листовой флоры. Свита имеет весьма разнообразный литологический состав: конгломераты, гравелиты, слабо сцементированные песчаники, алевролиты и их туфогенные разновидности, алевропелиты, туффиты и туфы. Все тонкозернистые разновидности пород (терригенные и туфогенные) обогащены обугленным растительным детритом, часто содержат большое количество диатомовых водорослей. Почти по всему разрезу в этих породах встречаются многочисленные отпечатки листьев.

Из нижней части терригенно-континентального разреза собрана коллекция отпечатков листьев, среди которых А. И. Челебаевой определены: *Onoclea sensibilis* L., *Dryopteris* sp., *Osmunda* (?) sp., *Picea* cf. *hondoensis* Mayr (шишка), *Larix* sp., *Typha* cf. *latifolia* L., *Populus* sp., *Salix pentandra* L., *S. gmelini* Pall., *S. glauca* L., *Alnus hirsutifolia* Pojark. и другие виды ольхи; *Betula protoermanii* cf. *kamtschatica* Bors. и другие виды берез; *Corylus* sp., *Padus* sp., *Prunus* sp., *Ribes* sp., *Rumex* sp., *Urtica* sp., *Euonymus* sp., *Cornus* sp., *Dasyphora fruticosa* L., *Fraxinus* sp. В верхней части разреза шапинской свиты установлены: *Cyperacites* sp., *Salix* cf. *reticulata*, *S. sp.*

Ископаемый тополь хорошо сопоставляется с *Populus suaveolens* Fisch.; многие листья ивы сходны с современными *Salix caprea*, *S. gmelini*, *S. gracilistyla*, *S. sachalinensis*; из листьев березы многие очень сходны с *Betula emani*; листья *Padus* sp. похожи на листья современной черемухи, а листья ясеня - на *Fraxinus rynchophylla*.

Все роды комплекса свойственны умеренным и умеренно холодным областям. Все они и ныне распространены в Приморье и на Сахалине. В современной флоре Камчатки отсутствуют лишь наиболее теплолюбивые из них - *Onoclea*, *Corylus*, *Prunus*, *Fraxinus*, *Cornus*.

Рассматривая спорово-пыльцевые спектры всего разреза шапинской свиты, А. И. Егорова выделяет три комплекса.

В первом из них, выделенном из нижней части разреза, господствует пыльца ольхи (до 40%) и березы (до 15%) при небольшом участии ели (4-20%), сосны (1-2%), тсуги (до 4%), а также пихты, лиственницы и таксодиевых (5%). Отмечена также пыльца лещины (до 3%), граба (1,5%), ореха (2-3%), *Carya* (0,5%). Единичными зернами встречена пыльца *Pterocarya*, ивы, вяза, дуба, каштана. В большом количестве обнаружены споры палоротников из сем. *Polypodiaceae* и *Osmundaceae*.

Характерной особенностью второго комплекса, выделенного из средней части разреза, является высокое содержание пыльцы хвойных: ели (10–65%), сосны (8–20%), тсуги (5–25%), таксодиевых (8–10%), можжевельника (10–15%), пихты (1–1,5%), лиственницы (единично). По-прежнему в большом количестве встречается пыльца ольхи (*Alnus* типа *hirsuta*) и *Alnaster*. Содержание пыльцы типа *Alnaster* увеличивается снизу вверх. Пыльца березы отмечена в нижней части комплекса, где достигает 10–20%, а в верхней части комплекса количество ее уменьшается до 5–10%. Постоянно присутствует пыльца широколиственных пород – лещины, граба, ореха, гикори, бука, дуба, вяза, а также ивы и *Diervilla japonica*, в сумме не превышающая 10%. Споровый состав аналогичен описанному выше комплексу.

В третьем комплексе, выделенном из верхней части разреза, заметно сокращается содержание пыльцы ели (5%), сосны (2%), отсутствует пыльца тсуги и таксодиевых. В большом количестве содержится пыльца лиственницы (15%). Пыльца березы и ольхи опять занимает господствующее положение. Единичными зернами отмечена пыльца граба и ореха, содержание пыльцы дуба и диервиллы составляет всего 5%.

Наблюдаются изменения и в составе спор: споры сфагнома достигают 66%, папоротников из сем. *Polypodiaceae* – 20%. Спорово-пыльцевой спектр шапинской свиты очень сходен с комплексом верхнеэрмановской подсвиты в эталонской синклинали на Западной Камчатке (мыс Непропуск) (Гептнер и др., 1966).

Таким образом, шапинскую свиту по ряду признаков можно считать аналогом верхней подсвиты эрмановской свиты.

Тумрокский вулканогенный комплекс

Отложения тумрокского вулканогенного комплекса слагают осевую часть хребта Тумрок и западные склоны хребта Гамчен, где они перекрываются породами иультского вулканогенного комплекса. Породы тумрокского вулканогенного комплекса с размывом и резким угловым несогласием залегают на отложениях шапинской свиты, а также на мел-палеогеновом складчатом фундаменте.

Отложения тумрокского комплекса имеют пестрый литологический состав. Подробное описание литологии тумрокского разреза уже публиковалось (Шанцер и др., 1966, 1969). Ниже дается очень схематично описание этого разреза, а о составе слагающих его лав можно судить по схемам отбора образцов для палеомагнитных исследований, где приводится фактический материал по изученным разрезам.

Низы разреза представлены игнимбритами и агломератовыми туфами андезитового и андезито-дацитового составов. Игнимбриты перекрывают эрозионную поверхность, образовавшуюся, видимо, в результате интенсивного послекавранского (послешапинского) размыва. Выше по разрезу наблюдается обилие пирокластического материала (туфы от агломератовых до псаммитовых) с редкими потоками лав андезито-базальтового состава. Над ними наблюдается довольно большое количество эффузивов андезито-базальтового и базальтового составов, которые выше по разрезу вновь сменяются обильным пирокластическим материалом. Эти части разреза обычно на 70–77% состоят из переслаивающихся андезитовых и андезито-базальтовых туфов (от агломератовых до пелитовых разностей) и на 25–30% из отдельных потоков и пачек роговообманковых андезитов и двупироксеновых базальтов. На периферии вулканических построек разрезы сложены преимущественно переотложенной пирокластикой, представленной различными туффитами, брекчиями и конгломерато-брекчиями, являющимися фациями сухих рек, лахаровых потоков, горного аллювия, а также моренами небольших горных ледников.

В спорово-пыльцевом спектре отложений тумрокского вулканогенного комплекса И. Р. Егорова установила преобладание пыльцы деревьев и кустарников (до 88%); пыльца травянистых цветковых и споры содержатся примерно в равных количествах (Шанцер и др., 1969). Среди древесных доминирует пыльца сосен из секции *Cembra*, в основном *Pinus aff. pumila*, и единично сосны подрода *Haploxylon*. Присутствует пыльца *Pinus silvestris*, *P. sect. Strobus*. Встречаются единичные зерна пыльцы *Picea sect. Omorica* и *Eupicea*. Много пыльцы берез из секций *Costatae*, *Albae* и *Nanae*, а также ольхи и ольховника. Отмечены единичные зерна пыльцы граба, лещины, ореховых.

Среди травянистых растений основное место занимает пыльца сложноцветных (полюнь) и гвоздичных.

Среди споровых растений господствуют папоротники сем. *Polypodiaceae* и плауны (*Lycopodium clavatum*, *L. pungens*).

По спорово-пыльцевому спектру тумроковский вулканогенный комплекс особенно близок верхнему горизонту вулканогенно-осадочной толщи Рекинникского района (Боярская, Малаева, 1967), а также напоминает таковой из континентальных энементенских отложений долины р. Кульки и из морских энементенских отложений Западной Камчатки (Гептнер и др., 1966; Боярская, Малаева, 1967; Синельникова, 1967; Синельникова и др., 1967). Сходны с ними спорово-пыльцевые спектры из крерукского вулканогенного комплекса (Шанцер и др., 1969).

Из этих же отложений тумроковского вулканогенного комплекса (низы разреза) собрана богатая и достаточно разнообразная диатомовая флора. По заключению Е. Г. Лупикиной (Шанцер и др., 1969), в состав диатомей входят исключительно пресноводные виды, характерные для горного, довольно глубокого водоема. Большое количество *Melosira distans* (Ehr.) Kütz., *Stephanodiscus dubius* var. *arcticus* Seczkin, встречаемость которых достигает категории "часто", позволяет отнести озеро к типу северных. Высокая численность других представителей планктона — *Melosira granulata* (Ehr.) Kütz. var. *granulata* et var. *angustissima* O. Müll., *M. italica* var. *valida* (Grun.) Hust., *M. scabrosa* Ostr., *Stephanodiscus astraea* var. *intermedius* Fricke et var. *minutulus* (Kütz.) Grun. — говорит о том, что озеро было не очень холодным и до некоторой степени сходным с водоемами умеренных широт. Подтверждает это и состав бентических диатомовых: арктические виды среди представителей *Pennales* отсутствуют.

Таким образом, на основании изложенного можно предполагать, что отложения тумроковского вулканогенного комплекса близки по возрасту энементенской свите Западной Камчатки и крерукскому вулканогенному комплексу.

Иультский вулканогенный комплекс и более молодые отложения хребта Гамчен

Иультский вулканогенный комплекс представляет собой образования крупных стратовулканов, в строении которых доминирующую роль играют эффузивы базальто-андезитового ряда. В общем состав пород иультского комплекса довольно однороден. Преобладают оливин-плаггиоклазовые, пироксен-плаггиоклазовые, реже двупироксеновые базальты и андезиты-базальты.

Иультский комплекс в значительной мере условно разделяется на две фазы. К нижней относятся отложения гор Тумрок, Шмидта, Шпиль. В верхнюю фазу входят отложения гор Иульт, Конради, Пальцевой и большинства вулканических сооружений юго-западной части хребта Гамчен.

При выяснении возраста иультского комплекса приходится использовать данные изучения соотношения различных вулканических аппаратов с ледниковыми отложениями и формами рельефа. Вулканы иультского комплекса перекрыты моренами верхне-четвертичного оледенения и эродированы вершинами троговых долин и карами. На основании этого можно считать, что образование иультского комплекса произошло не позже среднечетвертичного времени (Шанцер и др., 1969). Более дробная стратификация отложений этого комплекса и более молодых отложений дана в работе О. А. Брайцевой и др. (1966). В этой работе, основываясь на представлении о двухфазном характере последнего оледенения, И. В. Мелекесцев в районе хребтов Тумрок и Гамчен выделяет три типа построек с учетом их морфологии и соотношений с ледниковыми формами.

Вулканические постройки первого типа представляют собой сильно разрушенные массивы. В их пределах хорошо читаются многочисленные прекрасно выраженные кары и трогии значительных размеров, в устьях которых располагаются конечноренные комплексы последнего оледенения. Длительно протекавшие процессы водной и ледниковой эрозии привели первичные склоны вулканов почти к полному уничтожению. Вулканы превратились в узкие, острые гребни, образовавшиеся в результате смыкания стенок каров или склонов речных долин. Небольшие участки первичных

поверхностей вулканического генезиса сохранились местами, лишь в нижней части построек, где расчленение протекало менее интенсивно. В итоге одновременного действия эрозионных и гляциальных процессов на месте существовавших вулканических конусов сформировался рельеф ледниково-эрозионных, резко расчлененных гор, которые лишь общей формой и составом слагающих их пород свидетельствуют об их вулканическом происхождении. К сооружениям такого типа относятся горы Тумрок, Шмидта, Шпиль и некоторые другие в хребте Гамчен. В эту группу могут входить постройки широкого возрастного диапазона - от среднечетвертичных до начала верхнечетвертичных ($Q_2^1 - Q_3^1$).

Вулканические сооружения второго типа несут явные следы ледниковой обработки в виде каров, трогов. У их подножий расположены гряды конечных морен второй фазы последнего оледенения. Однако ледниковые скульптурные формы немногочисленны, имеют небольшие размеры. Большая часть их вулканических конусов сохранилась от разрушения, и первичные склоны вулканов занимают значительные площади на водоразделах между эрозионными и троговыми долинами. К этой группе вулканов относятся горы Иульт, Конради, Пальцевая и большинство вулканических сооружений юго-западной части хребта Гамчен.

Вулканы этой группы сформировались к началу последней фазы верхнечетвертичного оледенения, о чем свидетельствует наличие скульптурных и аккумулятивных форм этого возраста в их пределах. Однако хорошая сохранность этих вулканических построек и характер ледниковых форм дают возможность считать, что вулканы не подвергались воздействию ледников первой фазы оледенения. Таким образом, их формирование, приуроченное к концу первой фазы - межфазовому интервалу последнего оледенения, закончилось к началу его последней фазы ($Q_3^2 - Q_3^3$).

Вулканические постройки третьего типа совершенно лишены следов ледниковой обработки, скульптурные формы на них отсутствуют. Чаще всего они представляют собой прекрасно сохранившиеся вулканические конусы, иногда расчлененные барранкосами, причем степень этого расчленения зависит от относительных высот построек. На склонах и у подножий вулканов хорошо видны свежие лавовые потоки, а на вершинах многих из них имеются четко выраженные кратеры. Среди этой группы вулканов можно выделить две разновидности, различия между которыми связаны не со строением самих конусов, а с рельефом их подножий. У подножий вулканов первой подгруппы хорошо видны мощные моренные накопления второй фазы последнего оледенения, часто опоясывающие их почти сплошным кольцом. Эти морены, несомненно, связаны с данной вулканической постройкой, несмотря на отсутствие на самом конусе скульптурных ледниковых форм. К таким сооружениям относятся Кроноцкая сопка, вулкан Гамчен и некоторые другие. Вулканы этой подгруппы существовали во время второй фазы последнего оледенения и продолжали свою деятельность в послеледниковое время. Видимо, синхронное проявление оледенения и вулканизма обусловило формирование мощных и обширных полей моренных накоплений, чему благоприятствовало большое количество поступавшего обломочного вулканогенного материала. Продолжение же вулканической деятельности в послеледниковое время привело к затушевыванию скульптурных ледниковых форм на самих вулканических конусах. Таким образом, можно считать, что эти вулканы формировались в период последней фазы последнего оледенения и в голоцене ($Q_3^4 - Q_4$). С вулканическими постройками второй подгруппы не связаны никакие ледниковые отложения. К ним относятся вулканы Кизимен, Комарова, Малый Колхозный, Конус Южный и др. Вулканы этой подгруппы имеют послеледниковый, т. е. голоценовый возраст (Q_4).

Не отдавая предпочтения какой-либо из этих точек зрения на возраст иульско-го вулканогенного комплекса, отметим, что, исходя из морфологии вулканических построек и их соотношения с ледниковыми формами, и те, и другие авторы (Брайцева и др., 1966; Шанцер и др., 1969) относят вулканические постройки одинаковой степени сохранности к разновозрастным группам.

Несомненно, что описанные различия в морфологии вулканических сооружений обусловлены разным возрастом последних. Они не могут быть связаны с разным характером оледенения на них, так как в данном случае рассматриваются вулканические постройки одного небольшого района, имеющие близкие высоты.

СЕВЕР СРЕДИННОГО ХРЕБТА, РЕКИННИКСКИЙ РАЙОН (по А. С. Арсанову и Е.М. Малаевой)

Разрез эрмановской свиты по р. Пустой и ее правым притокам имеет то же строение, что и на берегу Рекинникской губы (Арсанов, Малаева, 1964; Боярская, Малаева, 1967). Отложения эрмановской свиты слабо дислоцированы и представлены мелкозернистыми светлыми песчаниками, алевритами и туфогенными породами с растительным детритом, частыми прослоями лигнитов и слоями белого уплотненного вулканического пепла.

В среднем течении р. Пустой и по ее правым притокам обнажаются вулканогенно-осадочные отложения. Эта вулканогенно-осадочная толща залегает с размывом и резким угловым несогласием на эрмановских отложениях, а в пределах северных отрогов Срединного Камчатского хребта ложится на неровную поверхность пород мелового возраста.

На основании литологического состава и результатов палинологического анализа вулканогенно-осадочная толща разделяется на два горизонта.

Нижний горизонт представлен туфитами с плохо окатанными и неокатанными глыбами эффузивов.

Верхний горизонт составляют чередующиеся слои валуников, рыхлых косослоистых галечников, песков и супесей с редкими прослоями туфов. В верховьях р. Пахиткуваям эти отложения перекрыты потоками гигантопорфировых оливин-пироксен-плагиоклазовых базальтов нижних частей плато. Верхняя часть плато в этом районе сложена потоками мелкопорфировых темно-серых оливиновых базальтов. Для толщи оливиновых базальтов характерно исключительное преобладание эффузивных покровов, прослеживающихся на значительных площадях, и почти полное отсутствие среди них продуктов вулканических выбросов.

Выше базальтового плато залегает толща не выдержанных по площади потоков андезито-базальтов, базальтов и туфолав, разделенных пачками туфобрекчий, туфов и туфогенных косослоистых песчаников. В этой толще преобладают пирокластические и туфогенно-осадочные континентальные образования, мощность которых достигает 200 м.

Эрмановская свита

Отложения этой свиты отличаются постоянным преобладанием пыльцы хвойных. Характерно наличие пыльцы тсуги (до 20-30%) и ели (примерно столько же), большее участие пыльцы ольхи, чем берез. В этих отложениях постоянно встречаются зерна пыльцы широколиственных и теплолюбивых, ныне вымерших на Камчатке растений - ореха, вяза, сумаха, лещины, граба, калины, таксодиума - и единично - пыльца дуба, птерокарии, карии, падуба, бука.

Вулканогенно-осадочная толща

В нижнем горизонте этой толщи пыльца и споры встречаются в большом количестве, сохранность их обычно хорошая. В общем составе пыльцы и спор обычно преобладает пыльца древесных растений и кустарников (60-80%). Пыльца травянистых растений и кустарничков составляет не более 5-10%.

В спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца хвойных. В ее составе - пыльца таксодиевых (единично), кипарисовых (единично), тсуги (2-8%), сосны секции *Strobus* (единично), *Pinus* sp. (единично), сосны подрода *Diploxylon* (единично).

Пыльца мелколистных деревьев представлена несколькими формами берез (*Betula* sect. *Albae*, *B.* sect. *Costatae*, *B.* sect. *Nanae*, *B.* cf. *exilis*, *B.* sp. с арками), ольхи и ольховника. Пыльца ольхи в этой группе преобладает, достигая 30-40%, пыльца ольховника встречается не во всех образцах и в небольших количествах. Пыльца берез составляет 5-6%, причем пыльца кустарниковых берез отмечается единично.

В группе пыльцы широколиственных и теплолюбивых растений, ныне вымерших на Камчатке, постоянно встречается пыльца ореха. Повсеместно, но в небольших количествах отмечена пыльца лещины, граба, острои, птерокарии (единично), кари (единично), липы (единично), дуба, акации (единично), магнолии (единично), вяза, крушины, падуба, диервиллы. Пыльца растений этой группы составляет 2–5%.

В составе пыльцы травянистых и кустарничковых растений преобладает пыльца злаков, полыни, вересковых и жимолости. Реже отмечается пыльца маревых, осоковых, розоцветных (лапчатка, крокошлебка), сложноцветных, зонтичных, лилейных, ириса и водных растений.

В группе спор преобладают споры папоротников родов *Polypodium*, *Botrychium*, *Adiantum*. Споры сфагновых мхов и плаунов присутствуют в небольших количествах. Постоянно встречаются споры осмунды и некоторых не определенных точнее папоротников.

Таким образом, по составу пыльцы нижняя часть отложений вулканогенно-осадочной толщи сохраняет основные черты, присущие спорово-пыльцевым комплексам отложений эрмановской свиты.

В отложениях верхнего горизонта вулканогенно-осадочной толщи, развитых в депрессии р. Пустой, пыльца и споры обладают хорошей сохранностью. В общем составе пыльцы и спор доминирует пыльца древесных и кустарничковых растений (50–70%). Пыльцы трав и кустарничков значительно меньше (5–10%).

Среди пыльцы хвойных преобладает пыльца сосны секции *Сembra*, составляющая 20–50%, а в отдельных образцах до 60–80% от суммы пыльцы древесных пород. Среди прочих форм сосен выделяется пыльца сосны обыкновенной и *Pinus* подрода *Haploxyton*, участие которых в спектрах незначительно. Пыльца ели обычно составляет 5–10%, пыльца пихты встречается единично.

Среди пыльцы мелколистных деревьев выделяется пыльца березы секций *Albae* и *Costatae*, *B. exilis*, пыльца ольхи и ольховника. Пыльца берез составляет 2–3%, количество пыльцы ольхи в некоторых образцах достигает 20–25%, обычно оно не превышает 5–10%. Наблюдается резкое возрастание роли кустарничковой березки и ольховника. Так, пыльца кустарничковой березки составляет здесь 5–12%, а ольховника – в среднем 20%, в отдельных образцах – до 40–60%.

Состав группы широколиственных растений ограничен пятью формами. Это пыльца липы, вяза, бука (единично), лещины, клена (единично). Сумма пыльцы широколиственных не превышает 1–3%.

Группа пыльцы травянистых растений довольно разнообразна и насчитывает в своем составе около 30 форм. Преобладает в этой группе пыльца сложноцветных (полыни), злаков, маревых, гречишных, лютиковых, кипрейных, гвоздичных, зонтичных.

Среди спор доминируют споры папоротников; единично отмечены споры плаунов и сфагновых мхов.

В отложениях предгорий анализами охвачена часть толщи вулканогенно-осадочных пород, вскрывающаяся ниже первых пластов эффузивов.

В общем составе пыльцы и спор преобладает пыльца деревьев и кустарников. В нижней части описываемой толщи она составляет 60–80%, а в верхней снижается до 50%. Соответственно увеличивается роль пыльцы травянистых растений от 50–30 до 40–50% в верхней части разреза.

Состав древесно-кустарничковой пыльцы тот же, что и в описанных выше отложениях. Преобладает пыльца сосны секции *Сembra* (40–80%). Пыльца кустарничковой березки, ольхи и ольховника встречается в образцах неравномерно и не превышает 15–25% каждая. В небольших количествах отмечена пыльца сосны обыкновенной, берез и *Pinus* sp. подрода *Haploxyton*. Количество пыльцы ели возрастает кверху по разрезу от 2–5% в нижней части до 20–25% в верхней.

Пыльца широколиственных растений (липы, дуба, вяза, лещины) присутствует почти во всех образцах, составляя в сумме в среднем 1–3%.

В группе пыльцы травянистых растений преобладает пыльца злаковых, маревых (три морфологические формы) и полыни. Следует отметить постоянно встречающуюся здесь пыльцу хмеля, гречишных (несколько форм), шавеля, гвоздичных, лютиковых, кипрейных, сложноцветных и др.

В группе спор преобладают споры папоротников, сфагновых мхов и плаунов. Единично встречены споры зеленых мхов, осмунды, гроздовника, адiantума.

Обобщая данные по составу пылицы и спор верхнего горизонта, отметим следующее. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца сосен и группы мелколистных пород: ольхи, ольховника и кустарниковой березы. Для отложений этого горизонта характерна пыльца широколиственных растений четырех видов (вяза, дуба, липы, лещины). Состав пылицы травянистых специфичен благодаря наличию элементов, чуждых современной камчатской флоре (эфедра, хмель), и морфологическому разнообразию пылицы мезоксерофитных травянистых растений (маревые, полынь, эфедра).

Из отложений, относящихся также к верхнему горизонту вулканогенно-осадочной толщи, но заключенных между потоками базальтовых лав, выделено очень небольшое количество пылицы и спор. Это пыльца сосны (преобладает), ольховника, кустарниковой березки, вересковых, полыни и споры папоротников и плаунов.

x x
 x

Из изложенных выше данных видно, что отложения крерукского вулканогенного комплекса, тумрокского вулканогенного комплекса и верхнего горизонта вулканогенно-осадочной толщи Рекинникского района одновозрастны. Это следует из сравнительного анализа растительных остатков, обнаруженных в этих отложениях, и подтверждается тем, что все они лежат на породах, синхронных отложениям эрмановской, вероятно, даже верхнеэрмановской свиты.

МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ РАБОТ

Были изучены образцы горных пород, отобранные из разновозрастных образований трех больших районов Камчатки. При работе в междуречье рек Крерук, Крюки, Половинная и в районе хребтов Тумрок и Гамчен отбор образцов сопровождался измерением вектора естественной остаточной намагниченности (I_n) на астатическом магнитометре системы Долгинова (Долгинов, Озерская, 1951).

Из всех лавовых потоков отбиралось от трех до восьми образцов, чаще три-пять. Образцам молотком придавалась форма куба с ребром 5-7 см. Плоскость маркировки образцов произвольная. Маркировка образцов производилась при помощи геологического компаса с обязательной проверкой влияния намагниченности каждого потока на показания компаса. В случае сильной намагниченности потока компас относили в сторону от потока на расстояние, где влияния аномального поля не чувствовалось. Естественно, что маркировка таких образцов производилась с меньшей точностью; последнее обязательно фиксировалось в полевых журналах. Кстати, сильномагнитные потоки или участки потоков встречались довольно редко. Это потоки с намагниченностью 5×10^{-2} СГС и более. Забегая вперед, скажем, что такие образцы при палеомагнитных построениях не использовались.

Отбор образцов из одного потока производился как по мощности потока, так и по его простиранию. При этом соблюдалось обязательное условие, чтобы все образцы отбирались из различных глыб потока.

При отборе образцов по простиранию точки отбора располагались друг от друга в 10-15 м. Минимальное расстояние между точками отбора образцов (по простиранию) 2-3 м, максимальное 75-100 м. Исследовались образцы как из монолитной части потока, так и из его шлаковой части.

Исследованию подвергались все лавовые потоки разреза, а когда разрез слагали исключительно лавы и выделение границ потока было затруднено, отбор производился через 15-20 м. Это расстояние соответствует наиболее часто встречаемой мощности лавовых потоков в наших районах.

При изучении молодых вулканогенных образований, где вулканические постройки почти совсем не разрушены и где в связи с этим невозможно применять послыное построение разреза, может быть использовано геологическое картирование потоков данного вулкана, а затем уже построение разреза.

Можно также, не занимаясь картированием, набирать образцы из большого количества потоков вулканических построек одного возраста. При достаточно большом количестве опробованных потоков вероятность пропуска какого-либо палеомагнитного горизонта сильно уменьшается. При исследовании молодых вулканогенных образований (с верхней фазы иультского комплекса до голоцена) мы приняли такую методику набора образцов. При этом широко использовались работы различных исследователей, изучавших отложения, разновозрастные с нашими.

В поле на астатическом магнитометре под магнитной системой прибора измерялись три составляющие образца по общепринятой методике (Нагата, 1965; Озерская, Авчян, 1958; Blacket, 1952) и вычислялись значения склонения (D), наклонения (j) и величины I_n . При каждой серии замеров под системой подобно образцам измерялся эталон. В качестве эталона использовался базальтовый кубик, неоднократно нагревавшийся в лаборатории выше 700°C . Оба летних сезона прибор работал стабильно. Отклонения D и j от среднего составляют ± 2 и $\pm 1^\circ$ соответственно.

Все образцы проверялись на магнитную вязкость. Для этого их ставили на один-два дня в положение *in situ*, измеряли, переворачивали на 180° (вокруг оси $+Y-Y$) и вновь замеряли через три-четыре дня. Если данные по трем образцам одного потока расходились по знаку намагниченности (с учетом вязкой намагниченности), то из этого лавового потока образцы отбирались дополнительно.

В районе хребта Тумрок образцы были отобраны отрядом А. Е. Шанцера в 1965 г. Однако образцы отбирались по одному из потока и с меньшей детальностью по разрезу, поэтому потребовались дополнительные сборы (В. С. Петрова в 1966 г. и наши в 1967 г.). Измерения образцов производились нами в лаборатории.

По Рекинникскому району образцы (от 3-7 до 30 из потока) были отобраны отрядом А. С. Арсанова в 1962 г., который при работе в поле использовал полевой магнитометр. Измерялся только знак намагниченности образцов.

Для лабораторных исследований мы отбирали в основном по одному образцу из потока в том случае, если все образцы по полевым измерениям давали хорошую сходимость по направлению и величине намагниченности. В случае большого разброса направлений намагниченности внутри одного потока или значительной вязкой компоненты $I_{ГВ}$ лабораторным исследованиям подвергались все образцы потока.

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из образцов, отобранных для лабораторных исследований, выпиливались три-четыре кубика с ребром 24 мм. В лаборатории образцы измерялись на аstaticком магнитометре Долгинова. Измерения производили на шине магнитометра по общепринятой методике (Храмов, Шолпо, 1967; Бурлацкая, 1957). Слабомагнитные образцы измерялись на рок-генераторе системы Дианова-Клокова (Дианов-Клоков, 1960).

Для вычисления величины I_n , склонения D , наклона j и введения поправок за наклон плоскости маркировки использовались палетка, описанная А. Н. Храмовым (Храмов, Шолпо, 1967), и сетка Каврайского.

Определение вязкой намагниченности

Роль вязкой намагниченности ($I_{ГВ}$), возникшей в образце за определенный промежуток времени, определялась путем выдержки образцов в течение двух недель в магнитном поле лаборатории. Для этой цели образцы устанавливали по направлению поля лаборатории (ось $+X$ - на север, ось $+Z$ - вниз) на две недели и замеряли. После этого их переворачивали вокруг оси $+Y -Y$ на 180° (ось $+X$ - на юг, ось $+Z$ - вверх) и вновь измеряли через две недели (Гурарий, Певзнер, Трубикин, 1966).

Образцы считались невязкими, если $I_{ГВ}$, образовавшаяся за две недели, не превышала 10% от стабильной части намагниченности. За величину вязкой намагниченности, образовавшейся за две недели, принимали полуразность между первым (образцы стояли по полю) и вторым (образцы стояли против поля) измерениями. За величину стабильной части намагниченности принимали полусумму между первым и вторым измерениями.

Исследование I_n в переменном магнитном поле

Испытание стабильности намагниченности по отношению к переменному магнитному полю и чистка переменным магнитным полем производились на установке, изготовленной в нашей лаборатории. Для создания переменного магнитного поля использовалась катушка-соленоид с коэффициентом $K = 109$ э/а (напряженность поля здесь и далее эффективная). Активное сопротивление катушки $R = 10,85$ ом. Индуктивность катушки $L = 0,491$ гн. Емкость батареи конденсаторов, включенных последовательно с катушкой и источником переменного тока, равна 22 мкф. Добротность контура

равна 13,3. Для размагничивания использовался переменный ток промышленной частоты. Максимальная напряженность поля, создаваемого на этой установке, достигала 1400 э.

Компенсация магнитного поля лаборатории осуществлялась тремя парами колец Гельмгольца. Правильность компенсации проверялась компенсометром Буракова.

Напряженность магнитного поля внутри катушки плавно изменялась двумя регуляторами напряжения РНО-250, включенными последовательно. Система из двух трансформаторов позволяет наиболее плавно изменять напряженность поля при малых значениях тока.

Размагничивание и магнитная чистка переменным полем производились по направлению полного вектора I_n . Если при размагничивании переменным полем направление вектора намагниченности меняется, то образец устанавливается для размагничивания в большем по напряженности поле уже по новому направлению вектора.

При повышении напряженности поля \tilde{H} иногда появляется подмагничивание. Для разных образцов величина \tilde{H} , при которой возникает подмагничивание, различна. Некоторые образцы не подмагничиваются до полного размагничивания, у других образцов поле в 400 э уже вызывает значительное подмагничивание. Для контроля за подмагничиванием образец ставился вектором по оси катушки, измерялся, а затем при том же значении \tilde{H} устанавливался антипараллельно первой установке и снова измерялся.

Если причиной подмагничивания являлась недостаточная компенсация магнитного поля лаборатории внутри катушки, то в образце при размагничивании возникает идеальная намагниченность (I_n). Ее часто удается выявить путем установки образца в катушке вектором по оси катушки и повторной установки образца при этом же значении поля антипараллельно первой установке. Выделение вектора подмагничивания и оставшейся части I_n при данном \tilde{H} осуществляется аналогично выделению древней намагниченности и лабораторной термонамагниченности при термодисследованиях по методике Телье (Е. Телье, О. Телье, 1959).

Магнитной чистке подвергались все вязкие образцы. Выбор поля для чистки всей коллекции осуществлялся после снятия полных кривых размагничивания $I_n(\tilde{H})$ для нескольких образцов коллекции.

Испытание стабильности I_n по отношению к постоянному магнитному полю

Для определения параметра H_c применялась катушка-соленоид с коэффициентом $K = 59$ э/а.

Для создания полей высокой напряженности (7000–9000 э) использовалась та же катушка, но с сердечником, изготовленным из армко-железа.

Железный сердечник, состоящий из двух половин, имеющих наконечники в форме усеченного конуса, позволил увеличить коэффициент установки в 11,3 раза, т. е. коэффициент стал равным 666 э/а при сопротивлении катушки 7,2 ом.

Размагничивание постоянным магнитным полем производилось по общепринятой методике (Петрова, 1961б; Храмов, Шолто, 1967).

Термомагнитные исследования

Для нагрева образцов использовались немагнитные электропечи, изготовленные в нашей лаборатории. В качестве нагревательного элемента употреблялась нихромовая проволока (Х20Н80), намотанная бифилярно на кварцевую трубку длиной 0,5 м.

Печь была установлена горизонтально, что обеспечило более равномерную температуру по всей длине печи по сравнению с ее вертикальной установкой (Веселовский, Шманенков, 1947).

Конструкция печи позволяет при неподвижном держателе перемещать ее кожух с нагревательным элементом. На держатель печи можно помещать пять-шесть образцов (кубиков). Цикл нагрева образца до заданной температуры (от начала нагрева

до полного остывания) с обязательной выдержкой при этой температуре 0,5 ч длился 2–2,5 ч. Скорость охлаждения образца регулировалась выдвижением кожуха печи.

При работе по методике Телье (Е. Телье, О. Телье, 1959) при снятии полной кривой $I_n(T)$ проводились контрольные измерения при температуре 200–300°C.

Контроль за химическими превращениями, происходящими при нагреве, выполнялся также замером магнитной восприимчивости (χ) образцов до и после нагрева, по параметрам насыщения для образцов, снятым до и после прогрева, по шлифам образцов, приготовленным из нагревавшихся и ненагревавшихся образцов, и снятием полных (повторных) термокривых.

Нагрев в скомпенсированном магнитном поле Земли производился в таких же печах. Компенсация поля лаборатории осуществлялась двумя парами колец Гельмгольца и проверялась компенсометром. Точность компенсации поля (точность установки стрелки амперметра в цепи колец) 0,5–0,25%.

Подмагничивание контролировалось повторным прогревом данного образца при этой же температуре, но перевернутого относительно положения при первом нагреве на 180°.

Основным вопросом при всех палеомагнитных исследованиях является вопрос о первичности естественной остаточной намагниченности исследуемой породы. Для того, чтобы первичная остаточная намагниченность (остаточная намагниченность, возникшая в момент образования породы) сохранила до момента исследования свою первоначальную величину и направление, она должна быть стабильной по отношению к различным разрушающим воздействиям. К сожалению, стабильность остаточной намагниченности — хоть и неперемное условие доказательства ее первичности, но далеко не достаточное. В породе за время ее существования мог образоваться целый ряд вторичных намагниченностей различной стабильности и даже более стабильных, чем первичная намагниченность. Знание природы естественной остаточной намагниченности в ряде случаев позволяет доказать, что изучаемая остаточная намагниченность явно вторичного происхождения, или, наоборот, первичного.

Однако не всегда знание вида намагниченности, даже если это термонамагниченность ($I_{\text{т}}$) изверженных пород, позволяет утверждать однозначно, что направление $I_{\text{п}}$ изучаемых пород отражает направление геомагнитного поля времени образования породы. Для изверженных пород известны случаи, когда термонамагниченность, возникающая в момент образования породы, образуется антипараллельно внешнему магнитному полю. Неель (Neel, 1948, 1951, 1955) теоретически доказал возможность существования нескольких механизмов самообращения направления $I_{\text{т}}$ как для однокомпонентных моделей, так и для двухкомпонентных.

Одним из наиболее убедительных доказательств первичности намагниченности для одно- и двухфазных систем можно считать тот случай, когда разновозрастные магнитостабильные породы с различным минералогическим составом имеют близкую по направлению остаточную намагниченность.

Итак, вернемся к вопросу о стабильности образцов наших коллекций. Под палеомагнитной стабильностью естественной остаточной намагниченности подразумевается ее способность сохранять свою первоначальную величину и направление в течение всей жизни породы под воздействием обычных геофизических факторов. Поэтому породы, обладающие обратной остаточной намагниченностью (ее направление антипараллельно направлению современного магнитного поля Земли), можно считать магнитостабильными.

Поскольку до настоящего времени нет определенных количественных критериев стабильности $I_{\text{п}}$ (Петрова, Королева, 1959; Андреева, 1963; Яновский, 1964; Храмов, Шоппо, 1967, и др.), мы будем сравнивать магнитную стабильность $I_{\text{п}}$ пород, имеющих прямую остаточную намагниченность (она совпадает по направлению с современным магнитным полем Земли в месте отбора образцов), с магнитной стабильностью $I_{\text{п}}$ пород, имеющих обратную остаточную намагниченность.

Забегая несколько вперед, отметим, что изложение материала по принципу сравнения магнитных характеристик пород, имеющих прямую и обратную остаточную намагниченность, связано не только с выяснением стабильности $I_{\text{п}}$ горных пород.

Сравнение магнитных и минералогических свойств пород с прямой и обратной остаточной намагниченностью позволяет более определенно высказать свои суждения об образовании обратной остаточной намагниченности: является ли она отражением

направления геомагнитного поля, имеющего в прошлом обратную полярность, или связана с самообращением I_n .

О ВЕЛИЧИНАХ I_n , \mathcal{Z} и $I_{ГВ}$ ИССЛЕДУЕМЫХ ПОРОД

Всего в трех районах палеомагнитным исследованиям было подвергнуто около трехсот лавовых потоков, из которых было отобрано и замерено в поле свыше 1200 образцов. Лабораторные исследования проведены на 350 образцах (по одному образцу из каждого потока и по несколько образцов из потоков, имевших нечеткие палеомагнитные характеристики после полевых исследований).

Интенсивность I_n образцов лав, их шлаков, игнимбритов и спекшихся туфов как прямо-, так и обратномагнитных колеблется в пределах $(0,3 \div 40) \times 10^{-3}$ СГС. При этом подавляющая часть образцов имеет величину I_n от $0,3 \times 10^{-3}$ до 5×10^{-3} СГС. Для пород Срединного хребта $I_{n\text{ср}} = 2 \times 10^{-3}$ СГС, а для пород хребтов Тумрок и Гамчен $I_{n\text{ср}} = 3 \times 10^{-3}$ СГС. Образцы с интенсивностью I_n более 5×10^{-2} СГС выбраковывались в поле. Кстати, в изучаемых районах породы с высокой интенсивностью I_n (более 4×10^{-2} СГС) встречались довольно редко и составляли не более 3-4% от всех изученных нами объектов. Только в одном месте (в верхах второго разреза крерукского вулканогенного комплекса) лавы с высокой интенсивностью I_n имели довольно большое распространение по площади (первые сотни квадратных метров). Обычно участки с высокой интенсивностью I_n занимают незначительные части потоков (первые квадратные метры). Особенно характерна такая невыдержанность величины в шлаковой части потока.

Магнитная восприимчивость (\mathcal{Z}) одинакова для прямо- и обратномагнитных образцов и колеблется от $0,5 \times 10^{-3}$ до 8×10^{-3} СГС. Наиболее часто встречаемые значения \mathcal{Z} для пород Срединного хребта равны 3×10^{-3} СГС, а для пород хребтов Тумрок и Гамчен - 2×10^{-3} СГС.

Из рис. 2 видно, что величина I_n не зависит от величины \mathcal{Z} . Так, при \mathcal{Z} , равной $(2,5 \div 3) \times 10^{-3}$ СГС, величина I_n колеблется от 1×10^{-3} до 120×10^{-3} СГС.

Фактор $Q = \frac{I_n}{0,5\mathcal{Z}}$ изменяется от 0,1 до 240; для подавляющего большинства образцов значения Q колеблются от 0,1 до 3. Среди прямо- и обратномагнитных образцов имеются Q и самые маленькие (0,1), и самые большие (> 20). На образцах коллекции района центральной части Срединного хребта было установлено, что образцы, обнаружившие при двухнедельной выдержке в поле лаборатории вязкую намагнитченность, составляющую больше 10% I_n , как правило, имели $Q < 1$, а для образцов с отношением $\frac{I_{ГВ}}{I_n} < 0,1$ всегда $Q > 1$ (при практически одинаковых значениях \mathcal{Z}).

При исследовании вязких свойств прямо- и обратномагнитных образцов не было установлено различий между ними и по этому параметру (рис. 3). Из рисунка видно, что величина $I_{ГВ}$ не зависит от величины I_n и в среднем для образцов Срединного хребта равна 15×10^{-5} СГС (рис. 3,а), а для образцов хребтов Тумрок и Гамчен - 10×10^{-5} СГС (рис. 3,б). Следовательно, образцы, выделенные нами как вязкие (величина $I_{ГВ}$, возникшая за две недели, более 10% I_n), отличаются от невязких образцов тем, что величина их стабильной остаточной намагнитченности в общем меньше величины I_n стабильных образцов при одинаковой способности тех и других приобретать вязкую намагнитченность.

Для образцов центральной части Срединного хребта установлено, что между величинами $I_{ГВ}$ и \mathcal{Z} имеется прямая корреляционная зависимость, причем отношение $I_{ГВ}/\mathcal{Z}$ довольно постоянно и в среднем равно 1/20 (рис. 4). Для средних значений $I_{ГВ}$ и \mathcal{Z} ($I_{ГВ\text{ср}} = 15 \times 10^{-5}$ СГС, $\mathcal{Z}_{\text{ср}} = 300 \times 10^{-5}$ СГС) величина этого отношения остается такой же.

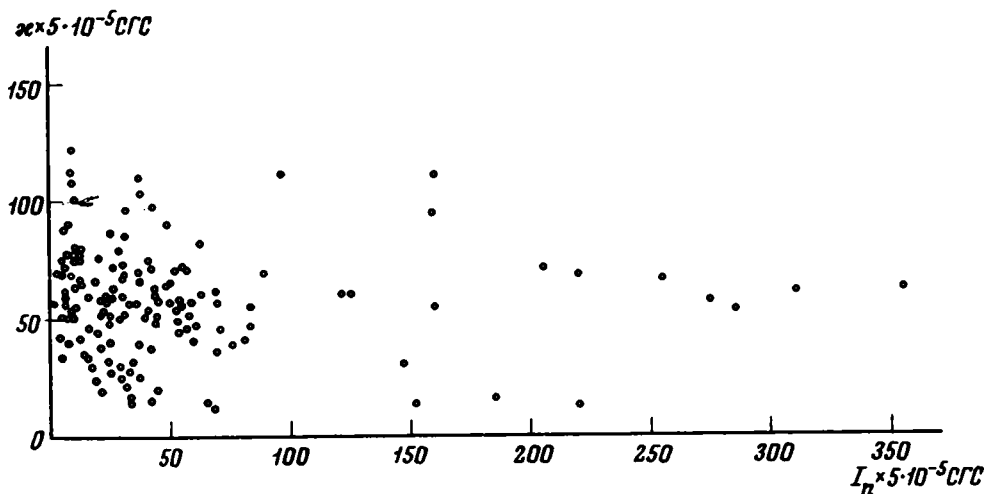


Рис. 2. Зависимость между I_n и \varnothing

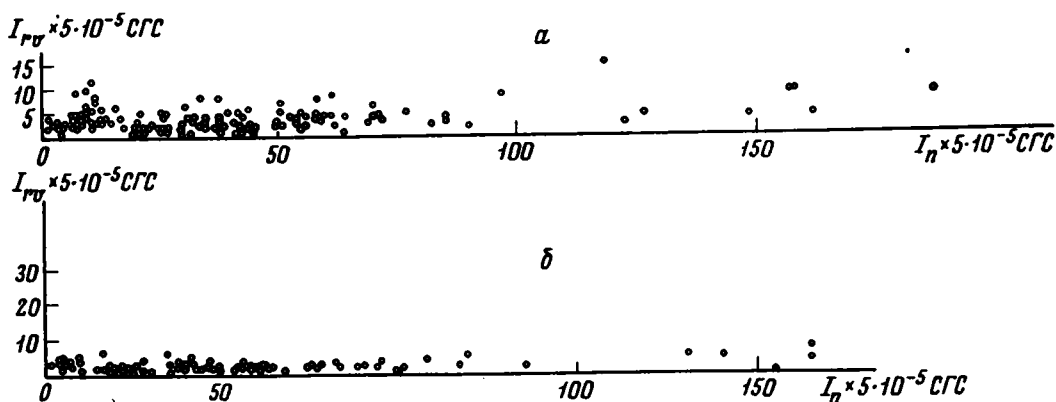


Рис. 3. Зависимость между I_{TV} и I_n
 а - образцы Срединного хребта; б - образцы хребтов Тумрок и Гамчен

Становится понятным, почему для вязких образцов ($\frac{I_{TV}}{I_n} > 0,1$) фактор $Q < 1$. Действительно, для вязких образцов $Q < \frac{2 \cdot (10 \cdot I_{TV})}{\varnothing}$, так как мы приняли, что

образцы считаются вязкими, если $10 I_{TV} > I_n$. Подставив в это выражение для Q отношение $I_{TV}/\varnothing = 1/20$, получим, что для вязких образцов $Q < 1$.

Для изучаемых районов соотношение вязких и невязких образцов различно. Для центральной части Срединного хребта (междуречья рек Крерук, Крюки и Половинная) из 143 потоков в 30% случаев были обнаружены вязкие образцы, причем потоки, представленные только вязкими образцами, составляют не более 28% всего их количества.

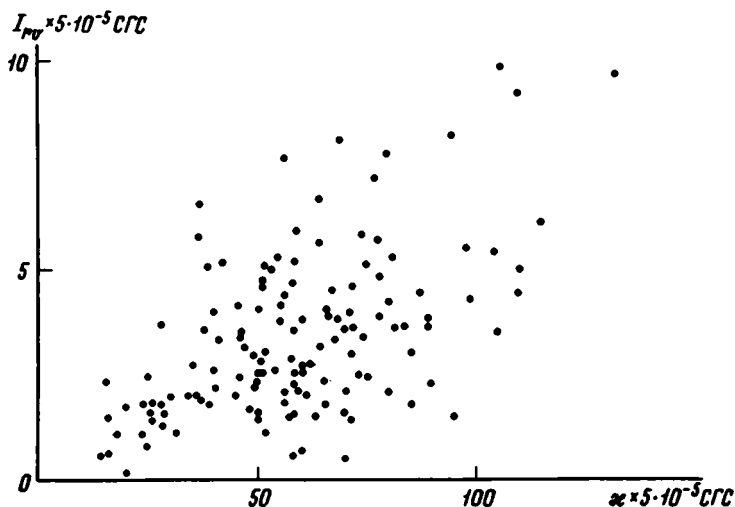


Рис. 4. Зависимость между $I_{ГВ}$ и α для образцов центральной части Срединного хребта

Из 130 потоков хребтов Тумрок и Гамчен вязкие образцы были обнаружены в 20% случаев. Потоки, представленные только вязкими образцами, не превышают 13% от всех потоков района.

Для 29 потоков Рекинникского района соотношение вязких и невязких образцов резко изменяется. Здесь в 72% случаев потоки имеют вязкие и невязкие образцы, а в 42% — они представлены только вязкими образцами.

Потоки, которые за счет вязкой намагниченности полностью перемагничиваются, т. е. потоки, в которых $I_{ГВ}$, образующаяся за две недели, превышает стабильную часть I_n , во всех трех районах не превышают 3–5%.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОБРАЗЦОВ В ПЕРЕМЕННОМ МАГНИТНОМ ПОЛЕ

Полные кривые размагничивания I_n в переменном магнитном поле (\dot{H}) были сняты для 92 образцов. Помимо этого, все вязкие образцы были подвергнуты чистке переменным магнитным полем при $\dot{H} = 200$ э.

Размагничивание образцов переменным магнитным полем производилось как для выяснения стабильности I_n к \dot{H} , так и для выбора величины напряженности магнитного поля, необходимого для чистки I_n вязких образцов наших коллекций.

Результаты исследования характера изменения I_n в переменных магнитных полях сведены на рис. 5. В область I вошли все исследованные образцы, в область II — 80% исследованных образцов, при этом ее верхняя граница является верхней также и для всей коллекции, ибо выше нее расположены кривые всего лишь двух образцов. Область III ограничивает кривые размагничивания $I_{ГТ}$ переменным магнитным полем восьми образцов. Кривые $I_n(\dot{H})$ этих образцов расположены между нижними границами областей III и I. Кривые $I_{ГТ}(\dot{H})$ были получены после прогрева этих образцов в магнитном поле лаборатории до температур, превышающих точки Кюри.

Здесь и далее проводится сравнение стабильности I_n со стабильностью $I_{ГТ}$, так как известно, что $I_{ГТ}$ обладает наибольшей стабильностью из всех известных видов намагниченности, за исключением химической намагниченности ($I_{ГС}$), которая в ряде случаев соизмерима по стабильности с $I_{ГТ}$ (Петрова, 1957; Безуглая и др., 1962; Гурарий, Кропоткин и др., 1966; Гурарий и др., 1968, и др.).

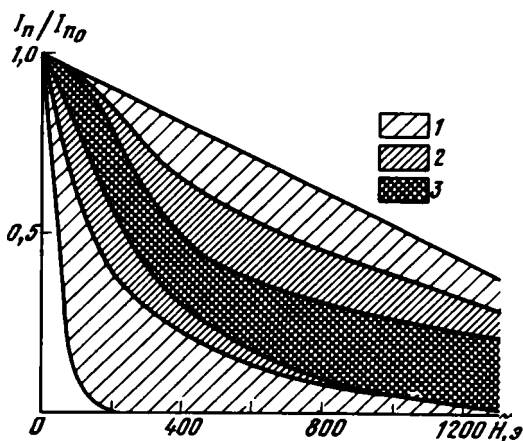


Рис. 5. Характер размагничивания образцов в переменном поле

1 - область I, охватывающая все образцы коллекции; 2 - область II, охватывающая 80% исследованных образцов; 3 - область III размагничивания образцов, обладающих лабораторной термонамагниченностью

Сразу же отметим, что распределение прямо- и обратномагнитненных образцов внутри каждой области равномерное. Крайние границы области I проведены по образцам, имеющим обратную намагниченность. Границы области III безусловно могут быть расширены как вверх, так и вниз при исследовании большего количества образцов за счет тех, которые имеют иной минералогический состав. В связи с этим область III не может служить каким-либо количественным критерием стабильности к \dot{H} . И хотя кривые для 70% образцов расположены выше нижней границы области III, можно совершенно определенно сказать только, что стабильность прямомагнитненных образцов к \dot{H} такая же, как и для I_n обратномагнитненных образцов.

Интересно отметить, что нижняя граница области I проведена по образцам, для которых фактор $Q > 7$. Кривые $I_n(H)$ для этих образцов расположены ниже кривых $I_n(\dot{H})$, снятых для них же (рис. 6). Идеальная намагниченность I_n была получена на этих образцах в постоянном магнитном поле, равном 0,5 э, при наложении переменного магнитного поля с амплитудой, убывающей от 1000 э до нуля.

Кривые рис. 6 принадлежат явно нестабильным к \dot{H} образцам. Такая низкая стабильность I_n к \dot{H} характерна для вязкой намагниченности, но в данном случае это невязкая намагниченность (для вязких образцов этой коллекции $Q < 1$).

Высокие значения I_n и Q , а также низкая стабильность I_n этих образцов к \dot{H} позволяют утверждать, что в данном случае наблюдается изотермическая намагниченность, приобретенная в постоянном магнитном поле большой величины. Напряженность этого поля была не менее 100–200 э, ибо нормальная намагниченность, равная величине I_n этих образцов, была получена в полях от 100 до 200 э. Вполне вероятно, что намагниченность указанных образцов вызвана ударами молний. Это подтверждается и тем, что образцы с высокой интенсивностью I_n и, соответственно, с большими Q (магнитная восприимчивость для всех образцов колеблется в небольших пределах) были отобраны на самых высоких местах - из даек, выступающих высокими гребнями над платообразными поверхностями, или на скальных вершинах гор. Если образцы с высокой интенсивностью I_n встречались в обнажениях на склонах гор, они всегда оказывались шлаками. Намагниченность последних от ударов молний могла возникнуть в момент извержений, когда они находились на дневной поверхности. Это весьма вероятно, так как в момент извержений сильно повышается количество грозových разрядов.

В нижней части области I (см. рис. 5), но выше кривых, изображенных на рис. 6, расположены кривые $I_n(H)$ также малостабильных образцов (рис. 7), которые тоже лежат ниже кривых $I_n(\dot{H})$, снятых для этих же образцов.

Для подавляющей части образцов, кривые $I_n(H)$ которых лежат в этой области, основная часть естественной остаточной намагниченности представлена вязкой намагниченностью. Это образцы с $Q < 1$.

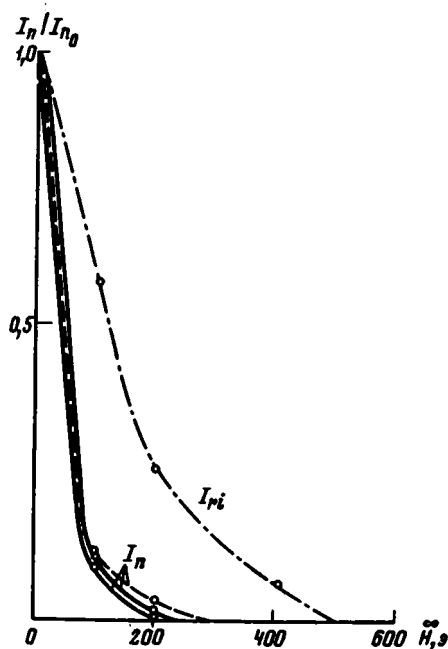


Рис. 6. Кривые размагничивания I_n образцов, имеющих $Q > 7$

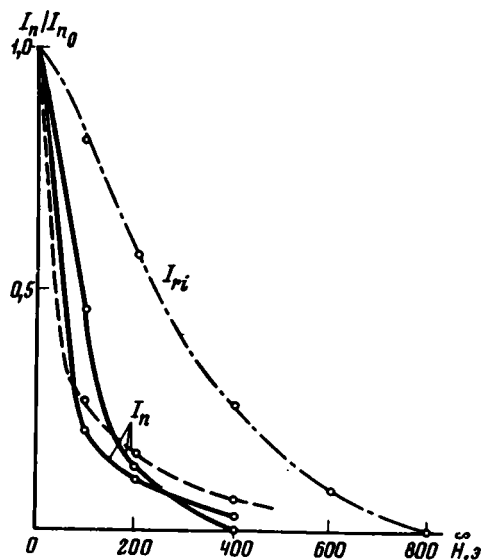


Рис. 7. Кривые размагничивания I_n образцов, имеющих $Q < 1$

Для большинства образцов магнитная чистка происходила преимущественно в полях, не превышающих 50 э (рис. 8). Однако некоторые образцы чистились лишь при $\dot{H} = 100$ э (рис. 9) и даже при $\dot{H} = 200$ э (рис. 10).

Из анализа всех кривых $I_n(\dot{H})$ вязких и невязких (рис. 11) образцов следует вывод, что чистка переменным магнитным полем осуществляется только вследствие разрушения вязкой намагнитченности (у невязких образцов при размагничивании переменным магнитным полем чистки не происходит). Это подтверждается и тем, что у вязких образцов после чистки в \dot{H} направлении вектора I_n становится таким же, как и у невязких, отобранных из этого же лавового потока.

Почти полное размагничивание I_n (для большинства образцов) переменным магнитным полем не приводит к выявлению какой-либо вторичной намагнитченности. Образцы, подвергнутые чистке при $\dot{H} = 200$ э, при дальнейшем размагничивании сохраняют D и j неизменными до полного размагничивания I_n . Это говорит о том, что, кроме I_{rv} , нет никакой вторичной намагнитченности, направленной под углом или антипараллельно I_n .

Для магнитной чистки всех вязких образцов было выбрано поле $\dot{H} = 200$ э, ибо в таком поле чистились образцы, обладавшие "самой стабильной" I_{rv} , а величина стабильной части I_n не разрушалась в этих полях более чем на 60%, что позволяло достаточно уверенно определять направление оставшейся части I_n .

Эффективность магнитной чистки для вязких образцов наглядно демонстрирует рис. 12. На нем (рис. 12,а) нанесены проекции вектора I_n на равнопромежуточную полярную проекцию для образцов, которые до измерения хранились без определенной ориентировки. На рис. 12,б показаны те же образцы, но после чистки $\dot{H} = 200$ э.

Как видно из рис. 13, среднее направление намагнитченности невязких образцов после чистки переменным полем, равным 200 э, остается таким же, как и до чистки: $D_{ср} = 191$, $j_{ср} = -70$, а кучность несколько увеличивается ($K = 16$ до чистки, $K = 19$ после нее). Таким образом, данные по невязким образцам ($\frac{I_{rv}}{I_n} < 0,1$)

можно использовать без какой-либо чистки для вычисления координат магнитного полюса.

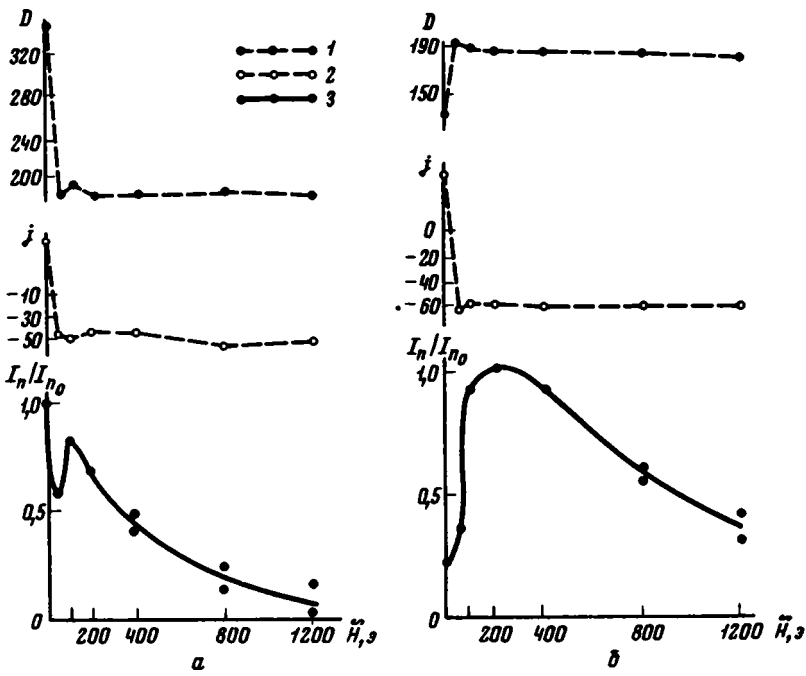


Рис. 8. Изменение D и j при размагничивании I_n переменным полем вязких образцов (чистка при $\tilde{H} \leq 50$ э)

а - обр. 66 117; б - обр. 6663

1 - кривые изменения D ; 2 - кривые изменения j ; 3 - кривые изменения I_n

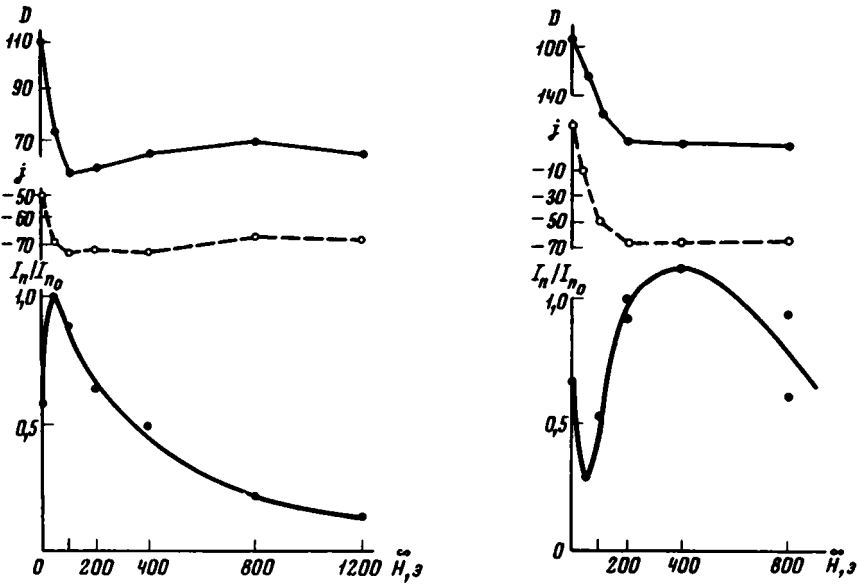


Рис. 9. Изменение D и j при размагничивании I_n переменным полем вязких образцов (чистка при $\tilde{H} \leq 100$ э)

Условные обозначения см. на рис. 8

Рис. 10. Изменение D и j при размагничивании I_n переменным полем вязких образцов (чистка при $\tilde{H} \leq 200$ э)

Условные обозначения см. на рис. 8.

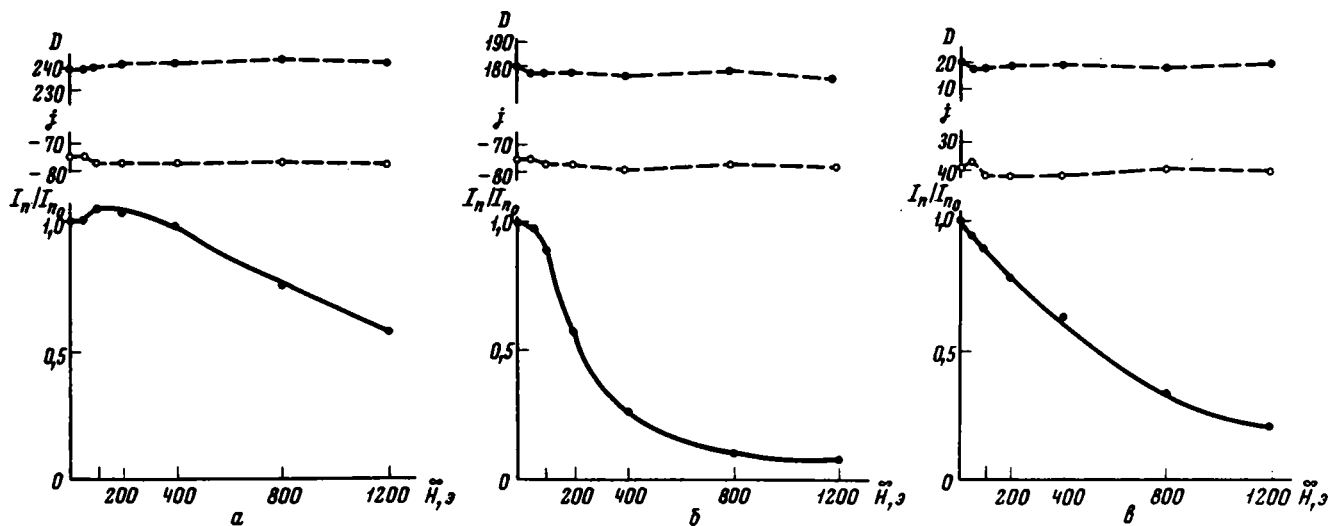


Рис. 11. Размагничивание I_n невязких образцов переменным полем
а - обр. 62 141, б - обр. 6278, в - обр. 62 212
Условные обозначения см. на рис. 8

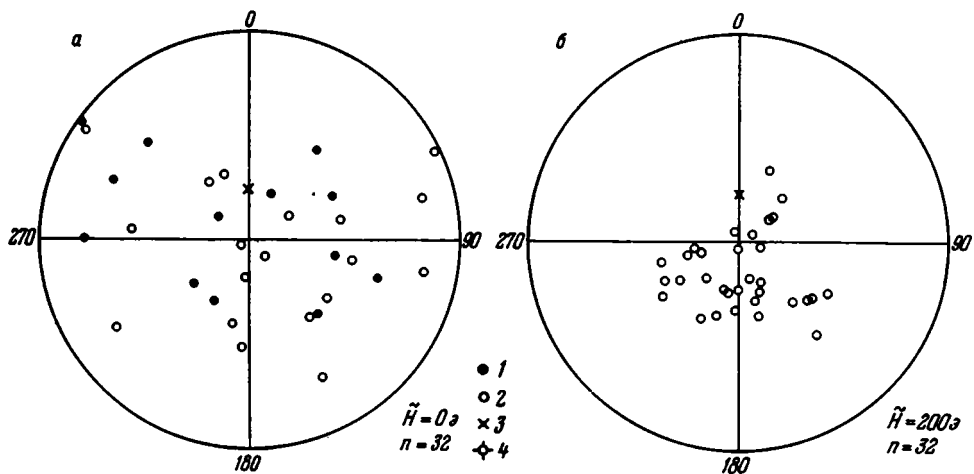


Рис. 12. Распределение направлений I_n вязких образцов

а - до чистки I_n переменным полем; б - после чистки I_n переменным полем

1 - проекции I_n на нижнюю полусферу; 2 - проекции I_n на верхнюю полусферу; 3 - направление перемагничивания; 4 - среднее направление I_n

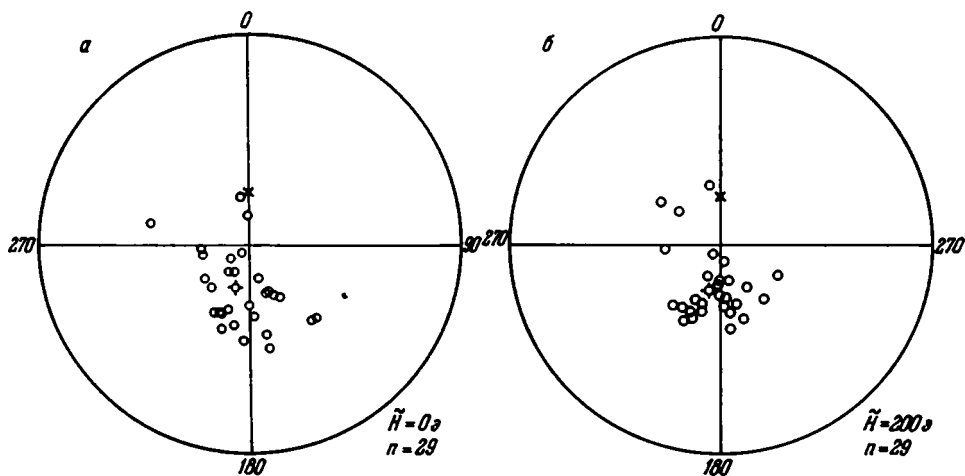


Рис. 13. Распределение направлений I_n невязких образцов

а - до чистки I_n переменным полем; б - после чистки I_n переменным полем
Условные обозначения см. на рис. 12

В результате исследования образцов в переменном магнитном поле можно сделать следующие выводы относительно наших коллекций.

1. Стабильность I_n образцов с прямой и обратной намагниченностью к \tilde{H} одинакова.
2. Вязкая намагниченность в образцах не стабильна к \tilde{H} и разрушается при $\tilde{H} < 200$ э.
3. Чистка образцов в $\tilde{H} = 200$ э приводит к тому, что направления намагниченности вязких и невязких образцов, отобранных из одного потока, совпадают.

4. При размагничивании I_n образцов \vec{H} было установлено, что, кроме I_{GV} , в них отсутствует какая-либо вторичная намагниченность, направленная под углом или антипараллельно I_n .

5. Невязкие образцы могут использоваться без магнитной чистки не только для определения знака намагниченности, но и для вычисления координат полюса.

6. Образцы с большими значениями фактора Q не могут однозначно считаться пригодными для палеомагнитных исследований.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОБРАЗЦОВ В ПОСТОЯННОМ МАГНИТНОМ ПОЛЕ

При исследовании образцов в постоянном магнитном поле (H) также не было обнаружено различия между прямо- и обратномагнитненными породами. Значения разрушающего поля (H_c') для тех и других изменялись от первых единиц до 100–120 э. Были подмечены некоторые закономерности: например, для вязких образцов характерны низкие значения H_c' (менее 30 э); кроме того, для хребтов Тумрок и Гамчен имеется больше образцов (в процентном отношении), чем для Срединного хребта, обладающих высокими значениями H_c' . Отмеченные закономерности можно легко объяснить, если учесть, что для этих же образцов наблюдаются две следующие зависимости.

Параметр H_c' и величина I_n имеют прямую корреляционную связь (рис. 14), в то время как H_c' и \mathcal{Z} – обратную (рис. 15).

Действительно, для образцов хребтов Тумрок и Гамчен средние значения I_n выше, а средние значения \mathcal{Z} ниже, чем соответствующие средние значения I_n и \mathcal{Z} для образцов Срединного хребта. Поэтому и параметр H_c' для пород хребтов Тумрок и Гамчен в среднем выше, чем для пород Срединного хребта.

Низкие значения H_c' для вязких образцов естественны, так как величина I_{GV} для пород одного района приблизительно одинакова, поэтому отношение I_{GV}/I_n зависит от величины I_n . С уменьшением I_n возрастает процент образцов, отнесенных к группе вязких ($\frac{I_{GV}}{I_n} > 0,1$), а при снижении I_n падает и H_c' .

Для пород с одинаковыми значениями I_n , но с различными I_{GV} с увеличением \mathcal{Z} возрастает I_{GV} , а следовательно, и отношение I_{GV}/I_n ; параметр H_c' при этом уменьшается.

Сравнение образцов прямо- и обратномагнитненых пород проводилось и по их параметрам насыщения. По этим параметрам, как и по всем предыдущим, не было обнаружено никакой разницы между породами, обладающими прямой и обратной намагниченностью.

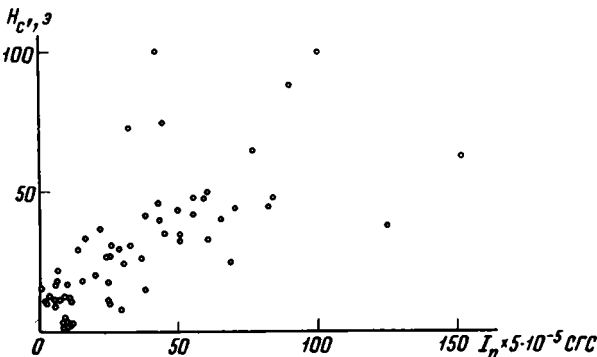


Рис. 14. Зависимость между H_c' и I_n

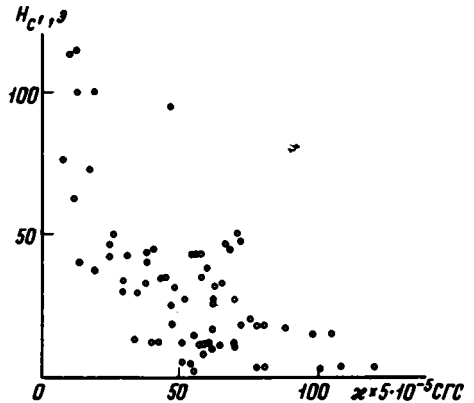


Рис. 15. Зависимость между H_c' и \mathcal{Z}

Кривые насыщения были сняты для 63 образцов. Для 91% образцов (57 образцов) напряженность поля насыщения не превышала 700–1400 э, для двух образцов она составляла 2450 э, для трех – 1750 э и лишь для одного – 350 э.

Кривые остаточной намагниченности насыщения (I_{rs}^+) для прямо- и обратномагнитных пород приведены на рис. 16, 17, 18. Из анализа рис. 19 и 20 следует, что напряженность поля насыщения для наших образцов не зависит от их магнитной восприимчивости, в то время как величины I_{rs}^+ и α связаны прямой зависимостью.

Прямая корреляционная связь между I_{rs}^+ и α и отсутствие всякой связи между полем насыщения (H_s) и α могут свидетельствовать о том, что в нашем случае изменение α обусловлено изменением количества рудной фракции в образцах.

Близкие по напряженности H_s (рис. 21) как прямо-, так и обратномагнитных пород свидетельствуют об однородном минералогическом составе рудной фракции наших образцов, а низкие значения H_s , не превышающие 2500 э (для основной массы они не превышают 1400 э), указывают на то, что рудная фракция наших пород представлена минералами титаномagnetитового ряда. Низкие значения напряженности H_s исключают значительное присутствие гематита и гидроокислов железа.

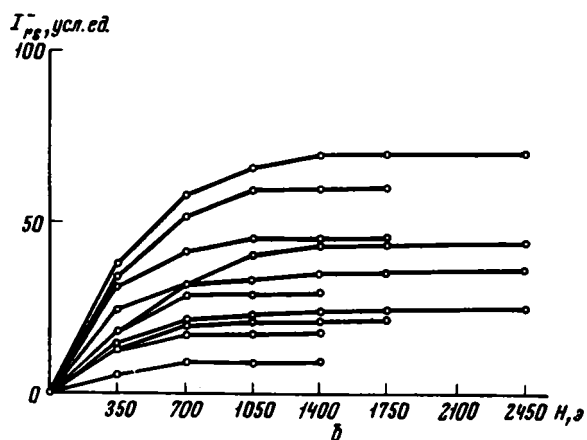
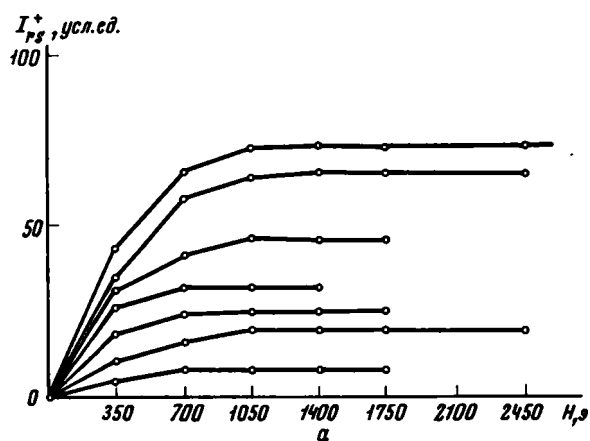


Рис. 16. Кривые остаточной намагниченности насыщения прямомагнитных (а) и обратномагнитных (б) образцов центральной части Срединного хребта

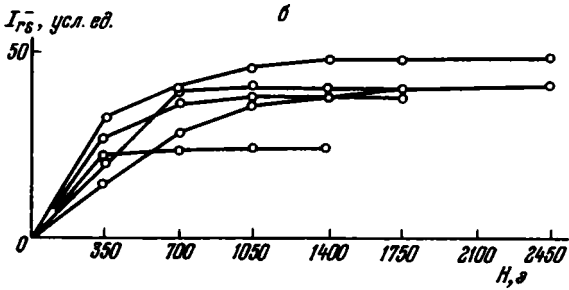
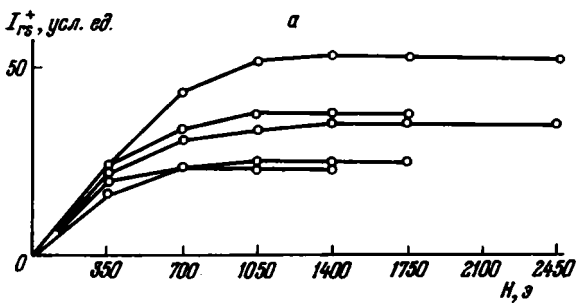


Рис. 17. Кривые остаточной намагниченности насыщения прямонамагниченных (а) и обратномагниченных (б) образцов Рекинского района

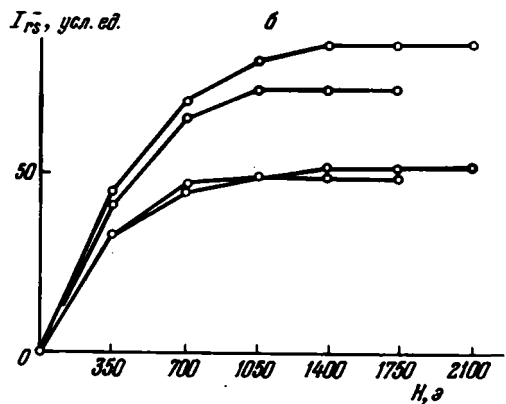
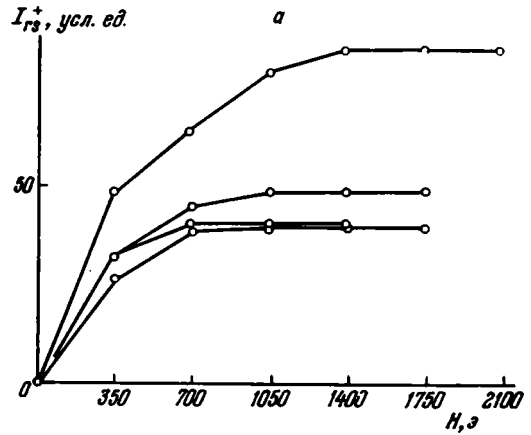


Рис. 18. Кривые остаточной намагниченности насыщения прямонамагниченных (а) и обратномагниченных (б) образцов хребтов Тумрок и Гамчен

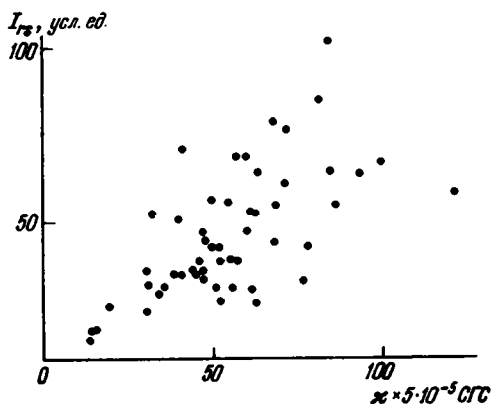


Рис. 19. Зависимость между I_{rs} и x

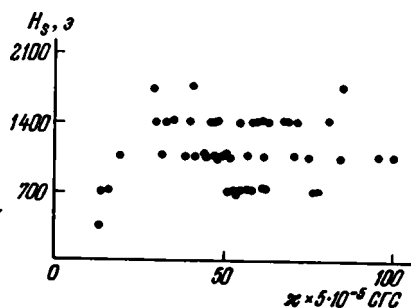


Рис. 20. Зависимость между H_s и x

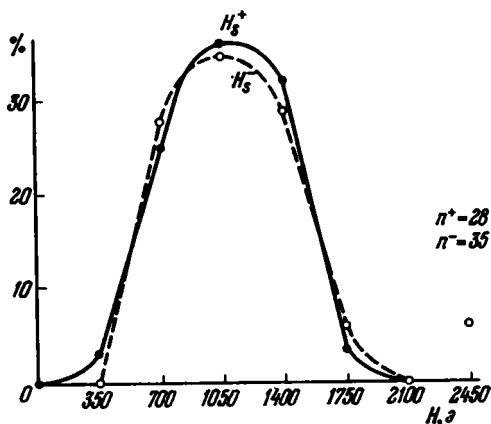


Рис. 21. Распределение значений H_s для прямомагнитных (H_s^+) и обратномагнитных (H_s^-) образцов

ТЕРМОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

На 80 образцах методом последовательных нагревов как в поле лаборатории, так и в отсутствие магнитного поля были проведены температурные исследования I_n и I_{rs} .

Для подавляющего числа образцов (независимо от знака I_n) при лабораторных нагревах происходили химические превращения, которые фиксируются по следующим параметрам.

При прогреве образцов до 800°C в магнитном поле лаборатории почти во всех случаях происходит резкое увеличение I_{rs} по сравнению с I_n . Отношение I_{rs}/I_n для разных образцов различно и колеблется в широких пределах. Для образцов с хребта Тумрок средние значения этого отношения равны 2, а для образцов со Срединного хребта — 5. При этом для образцов с хребта Тумрок (а их было прогрето 30 штук) отношение I_{rs}/I_n не превышает 5, для образцов же со Срединного хребта (около 50) оно довольно часто (около 25% случаев) достигало 10–15; у половины всех исследованных образцов $I_{rs}/I_n < 5$.

Для ряда образцов независимо от знака начагнитченности и места отбора при прогреве их от 600 до 700°C наблюдалось понижение I_{rs} (рис. 22). Отношение I_{rs600}/I_{rs700} колеблется от 1,2 до 4,5 при средних значениях, равных 1,5. Независимо от того, происходит ли падение I_{rs} при прогреве до 700°C или нет, магнитная восприимчивость нагревавшихся образцов уменьшается в среднем на 25–35%.

Кривые $I_{\text{т}}(\tilde{H})$ расположены, как правило, выше кривых $I_{\text{п}}(\tilde{H})$ этих же образцов (рис. 23).

Изменяются при прогреве и параметры насыщения. После нагрева образцов до 600°C $I_{\text{гс}}$ для подавляющего большинства образцов возрастает в среднем в 1,5 раза. Отношения $I_{\text{гс}600}/I_{\text{гс}20}$ имеют большие значения (от 2 до 5) для образцов, величина $I_{\text{т}}$ которых при 600°C превышает величину $I_{\text{п}}$ в 10–15 раз (рис. 24).

Изменения $I_{\text{гс}}$ при нагреве начинаются обычно с 300°C . При этом величина $I_{\text{гс}}$ в интервале от 300 до 500°C может и возрасти (рис. 25) и уменьшиться (рис. 26) для разных образцов. Изменение величины $I_{\text{гс}}$ в этом температурном диапазоне не превышает 10% от $I_{\text{гс}20}$. Резкое возрастание $I_{\text{гс}}$ при 600°C происходит независимо от характера изменений $I_{\text{гс}}$ в интервале 300 – 500°C (см. рис. 25, 26). Величина $H_{\text{с}}$ при этом остается такой же, как и для негретых образцов, или несколько возрастает (на 350 – 700 э), но во всех случаях не превышает 2100 э. Величина $H_{\text{с}'\text{s}}$ так же, как и $I_{\text{гс}}$, незначительно меняется в интервале 200 – 500°C и резко (в $1,5$ – 2 раза) возрастает при 600°C (см. рис. 25, 26).

Для всех образцов точки Кюри ниже 600°C . Это видно по кривым Телье (рис. 22, 27) и по кривым $I_{\text{п}}(T)$ в скомпенсированном поле, а также по кривым $I_{\text{гс}}(T)$ в поле лаборатории и в скомпенсированном поле (рис. 28). Часто кривые $I_{\text{п}}(T)$ или $I_{\text{гс}}(T)$ имеют вид, типичный для магнетита (рис. 29), но наряду с ними существуют кривые $I_{\text{п}}(T)$ и $I_{\text{гс}}(T)$ с плавным уменьшением намагниченности при увеличении температуры свыше 200 – 300°C (см. рис. 27, 28). Однако и в этом случае полное разрушение $I_{\text{п}}$ или $I_{\text{гс}}$ происходит при 600°C . Это говорит о том, что гидроокислы железа и гематит либо вовсе отсутствуют в исследуемых образцах, либо вносят очень незначительный вклад в общую намагниченность.

Во всех случаях после повторных прогревов получают четкие кривые $I_{\text{т}}(T)$ с характерными для магнетита блокирующими температурами и точками Кюри (рис. 30). Это свидетельствует о том, что химические превращения, происходящие в образцах при прогреве, приводят к образованию магнетита.

Для большинства образцов поведение кривых $I_{\text{гс}}(T)$ такое же, как и $I_{\text{п}}(T)$. Следовательно, в образовании $I_{\text{п}}$ участвуют те же минералы, которые отвечают и за $I_{\text{гс}}$, а поэтому вполне разумно предположить, что рудные минералы, видимые в полированных шлифах, аналогичны тем (если не те же), которые ответственны и за $I_{\text{п}}$.

Петрографические исследования образцов в проходящем свете были произведены сотрудником ИГЕМ АН СССР Д. И. Фрих-Харом, а изучение рудных минералов в отраженном свете – сотрудником ГИН АН СССР А. Р. Гелтнером.

В результате исследования рудных минералов как в проходящем свете (прозрачные шлифы были изготовлены для всех образцов, исследуемых в лаборатории), так и в отраженном (60 аншлифов) не было замечено какого-либо различия между образцами с прямой и обратной намагниченностью по минералогическому составу.

Рудные зерна в этих образцах имеют размер от 1 – 2 мк до $0,5$ – 1 мм. Для большинства образцов в одном шлифе наблюдаются зерна с различными размерами, что и дало возможность по относительно крупным зернам судить о составе рудной фракции всего образца.

Подавляющая масса рудной фракции всех образцов представлена титаномагнетитом. В большинстве образцов с хребта Тумрок наблюдаются четкие структуры распада твердого раствора титаномагнетита, во многих случаях очень сходные с аналогичными структурами, описанными П. Рамдором (1962). Однако имеются образцы, в которых структуры распада титаномагнетитов не были обнаружены. Отметим, что образцы со структурами распада титаномагнетитов и без них встречались как среди прямо-, так и обратномагнитных пород.

Среди образцов Срединного хребта в основном не обнаружены структуры распада твердого раствора титаномагнетитов. Однако в некоторых случаях мы встретили образцы с хорошо выраженными структурами распада. Как те, так и другие образцы были найдены и среди прямо-, и среди обратномагнитных пород.

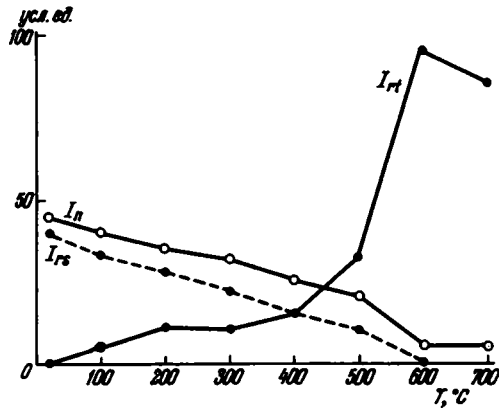


Рис. 22. Кривые терморазмагничивания и термомагничивания образцов по методу Телье с падением I_{rs} при нагреве свыше 600°C

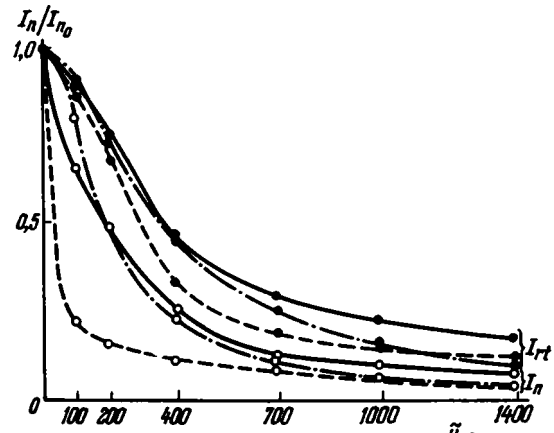


Рис. 23. Размагничивание I_{rt} и I_n переменным полем

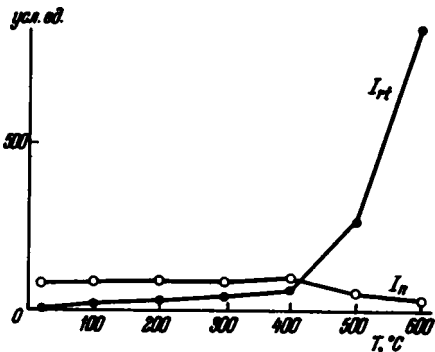


Рис. 24. Кривые терморазмагничивания и термомагничивания образцов по методу Телье с резким возрастанием I_{rt}

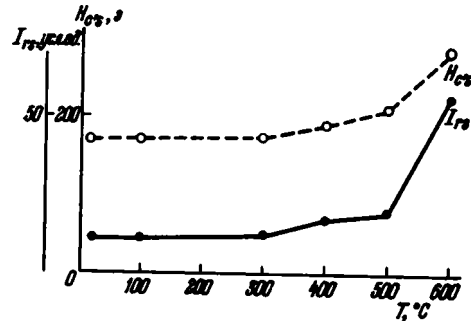


Рис. 25. Изменение I_{rs} и $H_{C's}$ от предварительного прогрева образцов с плавным увеличением этих параметров

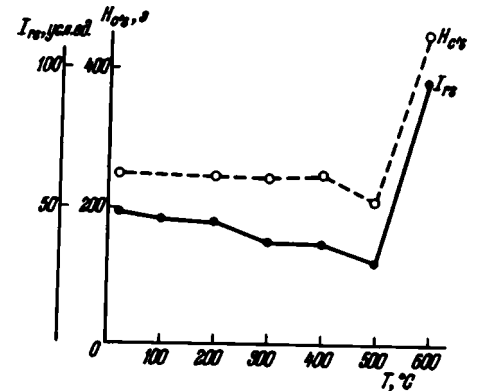


Рис. 26. Изменение I_{rs} и $H_{C's}$ от предварительного прогрева образцов с уменьшением этих параметров в интервале температур $300-500^{\circ}\text{C}$

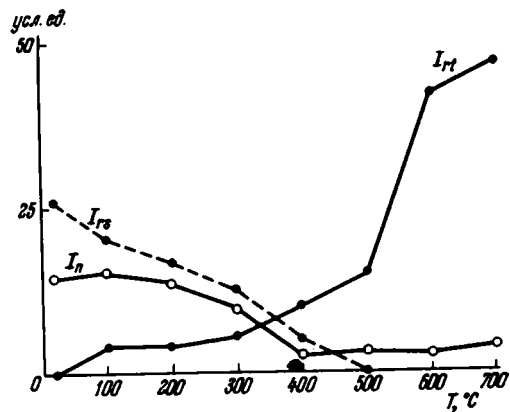


Рис. 27. Кривые терморазмагничивания и термонамагничивания образцов по методу Телье

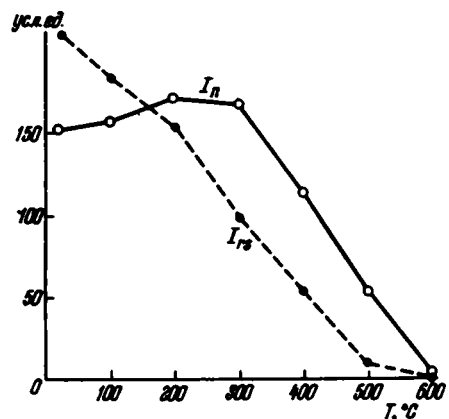


Рис. 28. Кривые терморазмагничивания I_n и I_{rs} в скомпенсированном магнитном поле

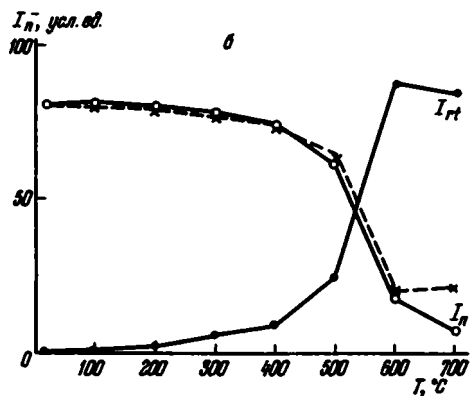
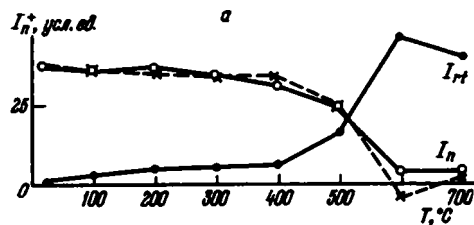


Рис. 29. Кривые терморазмагничивания и термонамагничивания по методу Телье прямонамагниченных (а) и обратнонамагниченных (б) образцов; пунктиром дана опрокинутая кривая I_{rt}

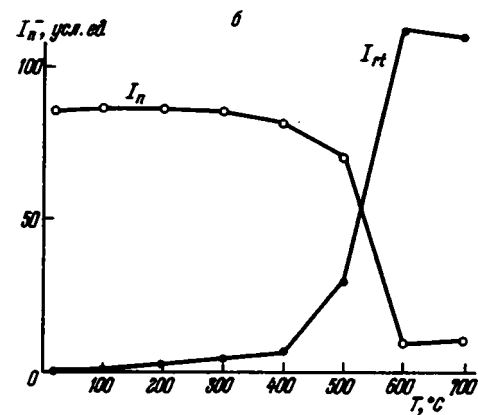
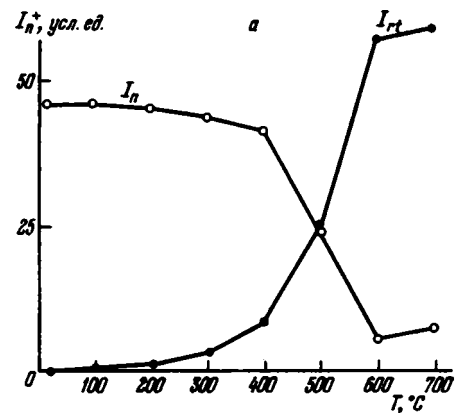


Рис. 30. Кривые терморазмагничивания и термонамагничивания по методу Телье прямонамагниченных (а) и обратнонамагниченных (б) образцов, предварительно прогретых до 700°C

Во всех просмотренных в микроскоп образцах минералы рудной фракции свежие. Содержание гидроокислов железа незначительно. Иногда гидроокислы железа развиты по рудным минералам, а иногда – по оливиному. При микроскопических исследованиях гематит не был обнаружен.

Рентгеновские исследования были проведены на десяти образцах коллекции. Для всех образцов получены совершенно аналогичные рентгенограммы, что свидетельствует об однородности исследуемого материала. При расшифровке рентгенограмм во всех образцах был установлен основной рудный минерал – магнетит и немного ильменита. Гематит и гидроокислы железа рентгеновскими исследованиями вообще не обнаружены.

При просмотре полированных шлифов нагревавшихся образцов было установлено, что нагрев приводит к распаду в них твердого раствора титаномагнетита. Если до нагрева в аншлифах зерна со структурами распада отсутствуют или встречаются единично, то после нагрева образцов на всех рудных зернах видны четкие структуры распада.

Интересно отметить, что кривые $I_n(T)$ имеют вид, близкий кривым $I_{rt}(T)$ для тех образцов, на рудных минералах которых наблюдаются структуры распада. И наоборот, образцы, на рудных зернах которых не видно структур распада титаномагнетитов, при нагреве претерпевают сильные химические изменения, и кривые $I_n(T)$ не имеют ничего общего с кривыми $I_{rt}(T)$.

О ТЕРМОЧИСТКЕ I_n ОБРАЗЦОВ ЛАВ

При работе с изверженными породами в основном для определения вида намагниченности и разрушения вторичных, менее стабильных составляющих – вязкой, парциальной (I_{prt}) и других – довольно широко применяется терморазмагничивание (I_n).

Как уже отмечалось выше, терморазмагничивание производится методом последовательных нагревов в магнитном поле Земли или в отсутствие последнего. В случае применения первого метода (нагрев в магнитном поле Земли) эксперимента-

Зависимость направления намагниченности образца от установки его в печи

T°C	Обр. 6681-2				Обр. 6672-2				Обр. 331-2			
	a	j	I_n	I_{rt}	a	j	I_n	I_{rt}	a	j	I_n	I_{rt}
20	184	-11	33	0	202	-10	20	0	6	+76	20	0
100	181	-6	36	12,3	211	-25	22	5	8	+75	17	4,4
200	-	-	-	-	210	-29	27	6,5	354	+71	16	7,6
300	170	+43	15,4	31	221	0	12	11,5	349	+73	13,6	9,3
400	156	+50	6	66	155	+35	4,2	35	321	+75	11,4	9,7
500	63	+49	14	154	352	+74	42	100	315	+69	19,4	18,4
600	78	+68	31	180	290	+10	3,2	124	263	+52	4,8	60,0

Прогрев по методике +T, -T \longrightarrow

Примечание. Направление намагниченности приводится в системе координат

тор получает кривые $I_n(T)$ и $I_{rt}(T)$, если в процессе нагрева в образце не происходит химических изменений. Сопоставление этих кривых позволяет судить о состоянии I_n образца на данный момент.

При терморазмагничивании образца в скомпенсированном поле Земли экспериментатор получает меньше данных о состоянии I_n образца на данный момент, ибо в этом случае мы имеем только одну кривую - $I_n(T)$, а химические изменения, происходящие при нагреве образца, не могут быть замечены без дополнительных исследований. Однако нагрев образцов, в скомпенсированном поле Земли дает более четкие результаты при проведении термочистки, даже если в процессе нагрева в образце происходят химические превращения.

При исследовании образцов наших коллекций большая часть образцов прогревалась по методике Телье в магнитном поле лаборатории. Часть образцов при первом нагреве устанавливалась в печи так, чтобы оси X и Z образца были параллельны направлениям горизонтальной и вертикальной составляющих магнитного поля лаборатории (назовем это условно установкой по методике +T, -T), у других образцов оси X и Z при первом нагреве были антипараллельны направлениям этих же составляющих (методика -T, +T).

Такая методика исследований позволяет выявить наличие намагниченности, образующейся в образцах при первом нагреве и не снимающейся при втором нагреве (что может иметь место при возникновении I_{rc}), так как эта намагниченность будет по-разному ориентирована относительно системы координат образца.

Действительно, в зависимости от положения образцов при первом нагреве мы получали положительное или отрицательное подмагничивание. Состав ферромагнитной фракции влиял на температуру начала подмагничивания (этой кажущейся "чистки") и его величину. Примеры кажущейся термочистки приведены в табл. 2. Из этой таблицы видно, что намагниченность всех образцов при нагревах стремится к направлению поля лаборатории с соответствующим знаком относительно системы координат образцов в зависимости от их установки при первом нагреве.

Особенно показательны в этом отношении обр. 331-1 и 331-2 (два кубика из одного штуфа). При нагреве по методике -T, +T намагниченность образца 331-1 из положительной становится отрицательной; в том случае, когда обр. 331-1 нагревался по методике +T, -T, намагниченность его оставалась положительной.

Таблица 2

Обр. 331-1				Обр. 66276-2				Обр. 308-1			
a	j	I_n	I_{rt}	a	j	I_n	I_{rt}	a	j	I_n	I_{rt}
31	+65	24	0	23	0	15,2	0	288	+77	34	0
23	+65	22	8	24	0	17,6	2,2	277	+74	22	5
21	+68	17	10	27	-2	14,1	7,2	255	+69	21	9
158	+74	8,4	19,3	23	-25	7,2	5,6	250	+83	13	9,4
198	-70	4,8	23	41	-29	5,2	12	191	+55	4,4	16
245	-24	4,0	120	358	-68	4,3	23	156	+34	3,5	19
138	-73	7,8	100	359	-55	13,0	91	83	+30	5,1	58

← Прогрев по методике -T, +T

образца. Направление поля лаборатории $D=0$, $j = +67$.

Появление кажущейся термочистки свидетельствует о том, что при нагреве образцов лав в лаборатории в образцах в той или иной степени происходят химические превращения. Они приводят к образованию $I_{гс}$, стабильность которой соизмерима со стабильностью $I_{пг}$. Процесс химических превращений особенно заметен, если рудная фракция представлена минералами титаномагнетитового ряда с относительно большим содержанием титана. Последний понижает точку Кюри твердого раствора (Нагата, 1965), а происходящий распад твердого раствора ведет к образованию $I_{гс}$, которая по величине может быть соизмеримой с $I_{пг}$, так как относительно слабомагнитный раствор распадается на фазы, одна из которых более магнитна: это или магнетит, или титаномагнетит, сильно обогащенный магнетитом (Bewersdorff, 1961).

Итак, при первичном нагреве образца возникают химическая намагниченность и парциальная намагниченность $I_{пт1}$. Часто время прогрева образца достаточно для полного завершения химической реакции при данной температуре. Повторный прогрев образца в противоположном направлении не разрушает $I_{гс}$, а лишь создает $I_{пт2}$, равную $I_{пт1}$, но с обратным знаком. Химическая же намагниченность складывается или вычитается с $I_{пг}$ в зависимости от того, как был произведен первый прогрев - по полю (+T, -T) или против поля (-T, +T) лаборатории. Химическая намагниченность во всех случаях на образцах наших коллекций возникала по направлению поля лаборатории.

Естественно, что увеличение роли $I_{гс}$ в сумме намагниченностей $I_{пг}$, $I_{пт}$ и $I_{гс}$ приводит к тому, что направление "древней" намагниченности, которая в данном случае состоит из действительно древней и химической, образовавшейся в лаборатории, будет все больше и больше приближаться к направлению поля лаборатории. Если магнитное поле в месте отбора образца в момент образования породы было близко по направлению к полю лаборатории (маркировка произведена по направлению С-Ю, а плоскость маркировки при этом горизонтальна), то в результате вышеописанного явления мы получим увеличение кучности направлений намагниченности. Этот эффект будет иметь место и в том случае, если намагниченность была прямой, а первый нагрев образца проводился по полю. Если же направление $I_{пг}$ было прямое и первый нагрев (из двух) был проведен против поля или направление $I_{пг}$ было обратным, а первый нагрев производился по полю, будет наблюдаться смена знака намагниченности или стремление к смене знака.

В том случае, когда у образцов с горизонтальными плоскостями маркировки маркировка кубиков произведена по направлению С-Ю, без дополнительных экспериментов невозможно распознать, с чем связана такая "чистка": с размагничиванием нестабильной вторичной намагниченности, присутствующей в образце, или с химическими превращениями, происходящими в процессе нагрева. При наклонном положении плоскости маркировки поправка за элементы ее залегания приведет к разбросу намагниченности по сфере и подмагничивание может быть обнаружено.

Образцы с горизонтальной плоскостью маркировки необходимо устанавливать в печи так, чтобы предполагаемое подмагничивание создавало намагниченность под определенным углом к направлению $I_{пг}$. В этом случае подмагничивание легко может быть обнаружено.

Установить, закончилась ли химическая реакция при данной температуре за время первого нагрева, можно, проведя еще один нагрев по полю. В случае равенства намагниченностей по полю (первый и второй раз) можно говорить, что время первого нагрева было достаточным для химических превращений.

Чтобы убедиться, что наша "термочистка" происходит за счет химических превращений (вероятнее всего, в результате распада твердого раствора титаномагнетита), был проведен следующий эксперимент.

Два образца из одного и того же лавового потока - Б-408-1 и Б-4013-1 - прогревались по методике Телье, и в результате химических превращений в них возникла $I_{гс}$. Ее величина в данном случае велика и соизмерима с величиной $I_{пг}$. Дальнейшими нагреваниями было установлено, что $I_{гс}$, полученная при 300-400°C, разрушается более высокими температурами.

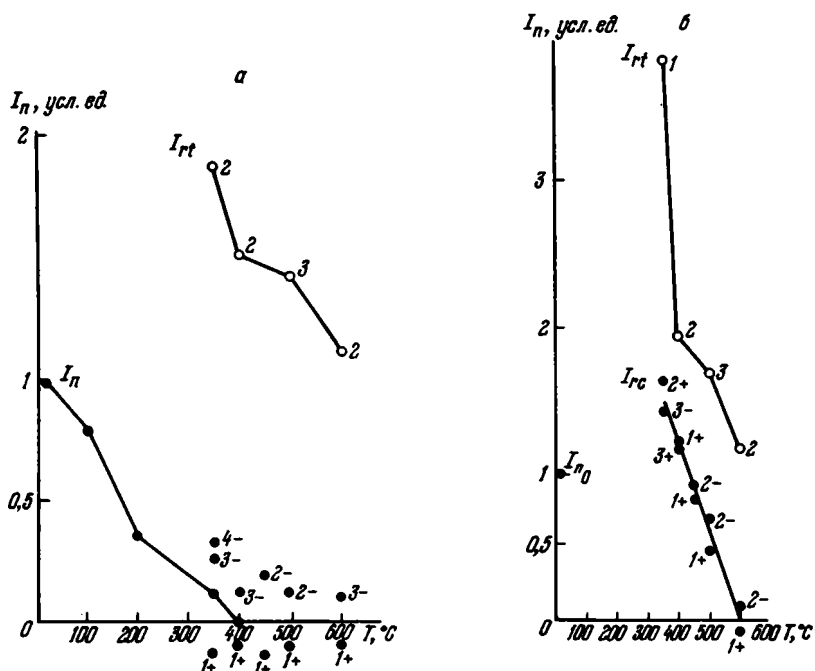


Рис. 31. Кривые терморазмагничивания обр.Б-4013-2 (а) и обр. Б-408-2 (б)

Цифры около точек указывают на порядок нагрева образца при заданной температуре. Знак плюс показывает, что образец при нагреве устанавливался так, что его оси X и Z были параллельны полю лаборатории, а знак минус - что нагрев образца производился с установкой осей X и Z антипараллельно полю лаборатории

Два других образца - Б-408-2 и Б-4013-2 - прогревались по более сложной методике. У обр. Б-4013-2 I_n разрушалась температурой в скомпенсированном поле лаборатории (рис. 31,а). При 350° образец практически размагнитился (точка 1, $T=350^\circ\text{C}$). Затем образец снова нагревался до 350°C и остывал уже в поле лаборатории (точка 2, $T=350^\circ\text{C}$). Полученная при этом термонамагниченность полностью снималась следующим нагревом до этой же температуры (точка 3, $T=350^\circ\text{C}$).

При каждой температуре проводились три нагрева - один в магнитном поле лаборатории и два - в скомпенсированном магнитном поле. Для учета возможного подмагничивания повторное нагревание в скомпенсированном поле проводилось с поворотом образца на 180° относительно первого нагрева. При последующих нагревах до более высоких температур при каждом остывании образца в поле образовывалась I_{rt} , которая снималась повторным нагревом до этой же температуры.

По результатам проведенного эксперимента невозможно сказать, является ли температура 350°C точкой Кюри или температурой распада. Большие величины I_{rt} по сравнению с I_n образца могут быть объяснены как за счет наличия в породе свободных зерен ферромагнетика, не участвующих в создании I_n , так и в результате появления новых, более магнитных компонентов при распаде (если 350°C - температура полного распада).

Для выяснения этого обр. Б-408-2 был нагрет до 350°C и охлажден в присутствии поля (рис. 31,б). Полученная намагниченность (точка 1, $T=350^\circ\text{C}$) превышала I_n в 3,5 раза. Затем этот образец вновь нагревался до 350°C , но охлаждался в скомпенсированном поле лаборатории. Образец не размагнитился. В нем оказалась намагниченность, превышающая I_n в 1,5 раза (точка 2, $T=350^\circ\text{C}$). Оставшаяся часть намагниченности - это $I_n I_{rc}$; она образовалась в результате химических превращений при 350°C (вероятно, распад твердого раствора титаномagnetита).

Парциальная намагниченность в этом случае равна по величине парциальной намагниченности, полученной в обр. Б-4013-2 при той же температуре. Далее образцы Б-4013-2 и Б-408-2 одновременно в одной печи и по одной методике нагревались до температур, превышающих 350°C. Полное размагничивание $I_{гс}$, полученной при 350°C, произошло при 600°C.

В опыте компенсация магнитного поля проводилась кольцами Гельмгольца. Точность компенсации составляла 0,5-0,25% магнитного поля Земли (точность установки стрелки амперметра цепи колец). Величина же $I_{гт}$ в магнитном поле при поворотных нагревах получалась с погрешностью 1-2%.

Итак, при терморазмагничивании лав довольно часто происходят химические превращения. В зависимости от состава рудной фракции они могут происходить при различных температурах, в том числе и не при очень высоких (до 300-350°C).

При терморазмагничивании по методике Телье эти изменения создают $I_{гс}$, стабильность которой к нагревам близка стабильности $I_{гт}$.

Складываясь с древней намагниченностью, лабораторная $I_{гс}$ в некоторых случаях создает впечатление термочистки образца.

Результаты термочистки, проведенной по разным методам, сведены в табл. 3. Из нее видно, что прогревая образцы по методике Телье в поле Земли, нам не удалось добиться их хорошей чистки, так как при 200°C мы еще не избавляемся полностью от $I_{гв}$, а при 300°C уже идут химические изменения, приводящие к образованию $I_{гс}$ по полю лаборатории.

Чистка образцов температурой в скомпенсированном поле безусловно более эффективна, чем чистка по методике Телье, так как в данном случае химические изменения, происходящие при нагреве, не приводят к образованию $I_{гс}$, однако и она не дает таких четких результатов, какие были получены нами для этих же образцов при чистке их переменным магнитным полем (Певзнер, 1968 а). Вот почему чистку образцов всей коллекции мы проводили переменным полем.

В результате термоисследований мы пришли к следующим выводам.

1. Анализ термокривых свидетельствует об отсутствии в образцах заметных количеств гидроксидов железа и гематита.

2. Среди прямо- и обратномагнитных образцов встречаются образцы, кривые $I_n(T)$ и $I_{гт}(T)$ которых близки аналогичным кривым образцов с термонамагниченностью.

3. Подавляющее число образцов при прогреве в лаборатории претерпевает химические изменения, которые связаны с распадом твердого раствора титаномagnetита.

4. Химическая намагниченность всегда образуется по полю лаборатории; складываясь с древней намагниченностью, она создает впечатление термочистки образцов.

Таблица 3

Результаты термочистки, проведенной по разным методикам

T°C	Обр. 6692				Обр. 66 100				Обр. 66 133				Обр. 66 162				Обр. 66 262			
	I		II		I		II		I		II		I		II		I		II	
	a	j	a	j	a	j	a	j	a	j	a	j	a	j	a	j	a	j	a	j
20	139	-30	147	-28	134	-25	334	+33	74	+7	54	+10	142	-40	153	-36	0	+54	82	+60
100	138	-34	144	-39	189	-44	235	-59	88	-59	89	-65	151	-51	160	-54	18	-60	103	-85
200	146	-40	142	-39	191	-42	214	-54	109	-73	131	-78	144	-48	164	-59	67	-78	129	-86
300	142	-25	141	-38	195	-15	208	-53	154	-74	151	-76	151	-48	163	-62	15	+67	157	-72
400	140	-14	139	-37	188	-31	200	-50	150	-67	182	-72	151	-43	160	-62	240	+78	155	-60
500	166	+19	142	-35	189	+45	212	-56	115	-17	170	-70	148	+28	162	-64	300	+80	150	-18
600	219	-52	172	-33	56	-22	127	+40	114	+4	40	-5	210	-23	173	-40	260	-44	148	-80

I - нагрев образцов по методике Телье в поле лаборатории;

II - нагрев образцов в скомпенсированном магнитном поле Земли.

Итак, в результате же всех лабораторных исследований можно сделать ряд выводов относительно I_n наших образцов.

Прямо намагниченные образцы имеют такую же стабильность ко всем разрушающим воздействиям, как и обратномагниченные. Поэтому обнаруженные при палеомагнитных исследованиях зоны прямой намагниченности не могут быть объяснены как зоны нестабильных пород, получивших свою намагниченность, близкую по направлению современному магнитному полю Земли, в результате образовавшейся в них вязкой намагниченности.

Тождественность всех магнитных характеристик и минералогического состава для прямо- и обратномагниченных образцов не позволяет нам предположить, что намагниченность какой-либо группы образцов вызвана самообращением первичной намагниченности. А предположение, что прямо- и обратномагниченные образцы имеют намагниченность, образовавшуюся в результате физико-химических процессов в породе, приведших к самообращению первичной намагниченности, маловероятно. Трудно предположить, чтобы молодые породы (включая и современные), одинаковые по магнитным и минералогическим характеристикам с более древними (как прямо-, так и обратномагнитными), приобрели бы первичную намагниченность, обратную современному магнитному полю Земли, а потом, в результате физико-химических процессов, приобрели намагниченность, совпадающую по направлению с современным магнитным полем Земли.

Среди известных из литературы типов самообращения (Graham, 1952; Verhoo gen, 1956; Kawai a.o., 1954; Neel, 1951, 1953; Нагата, 1965; Власов, Звягинцев, 1965; Власов и др., 1963; и др.) мы можем совершенно уверенно отвергнуть для наших образцов только один тип – тот, который связан с обращением спонтанной намагниченности. Этот тип самообращения можно воспроизвести в лабораторных условиях.

Если горная порода имеет обратную намагниченность, образовавшуюся в прямом магнитном поле за счет спонтанного самообращения, то намагниченность, образуясь в поле лаборатории при остывании от температур, превышающих точку Кюри, должна иметь направление, противоположное направлению поля лаборатории. Однако для всех образцов, нагревавшихся в нашей лаборатории, такое явление не обнаружено.

Самообращение в гемоильменитах на границе ферримагнитных и антиферромагнитных областей твердых растворов для наших пород также исключается, так как в исследуемых породах гематит практически отсутствует.

Механизм самообращения, связанный с двухфазностью системы, в которой существенную роль могут играть магнитостатические взаимодействия или обменное взаимодействие на границе двух фаз, мы не можем полностью исключить. В результате проведенных экспериментов можно говорить лишь о малой вероятности этих типов самообращения, основываясь при этом только на косвенных признаках.

Наблюдаемые нами структуры распада твердого раствора титаномагнетита являются одним из обязательных условий этого механизма. Однако видно, что, хотя в процессе прогрева образцов происходит распад твердых растворов титаномагнетитов, признаки самообращения все-таки не наблюдаются. Химическая намагниченность, возникающая при распаде титаномагнетитов, всегда имела направление, совпадающее с направлением поля лаборатории. В случае прогрева образцов в скомпенсированном магнитном поле химические превращения вообще не приводили к возникновению $I_{ГС}$. Это значит, что механизм самообращения, связанный с двухфазностью систем, в данном случае отсутствует.

В интервале 100–300°C (300°C – температура, до которой на большинстве образцов не происходило заметных химических изменений при лабораторных прогревах) не нарушается закон аддитивности парциальных намагниченностей. Это также свидетельствует в пользу того, что в интервале 100–300°C нет ни магнитостатического, ни обменного взаимодействия на границе двух фаз, так как любой из этих типов взаимодействия должен приводить к нарушению закона аддитивности парциальных намагниченностей. В первичности I_n образцов всей коллекции нас убеждают также и другие факты.

Среди образцов, отобранных из палеомагнитной зоны с одним знаком намагниченности, встречаются образцы с различным минералогическим составом рудной фракции,

а также с одинаковым составом рудной фракции, но находящейся в разном состоянии (титаномагнетиты со следами значительного распада твердого раствора и без заметных следов его распада). Так, из одной и той же палеомагнитной зоны имеются образцы, основным носителем намагниченности которых является только магнетит, а магнитные характеристики их свидетельствуют о термонамагниченности этих образцов. Из той же палеомагнитной зоны есть образцы (с тем же знаком намагниченности), рудная фракция которых представлена титаномагнетитом с большим содержанием титана, со структурами распада твердого раствора титаномагнетита и без заметных следов распада.

И хотя для подавляющего числа образцов невозможно сказать, какой из видов намагниченности им присущ, однако в результате лабораторных исследований мы все же приходим к выводу, что намагниченность исследованных образцов первична и отражает направление магнитного поля времени образования изученных пород.

Одним из наиболее убедительных доказательств того, что различные направления намагниченности наших пород связаны с инверсиями магнитного поля Земли, а не с различными механизмами самообращения, является тот факт, что одновозрастные магнитостабильные породы разного состава и генезиса имеют намагниченность одного знака.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА

Для прослеживания на большие расстояния палеомагнитных зон по разрезам, сложенным породами разного состава, наиболее благоприятным из всех изученных районов является центральная часть Срединного хребта. Здесь практически полная обнаженность горизонтальнолежащих отложений крерукского вулканогенного комплекса позволила проследить палеомагнитные зоны без перерывов по всей площади работ. Границы между породами, имеющими намагниченность разного знака в этом районе, прослеживаются визуально на большие расстояния (5–10 км), что еще более облегчает работы.

На схеме отбора образцов по разрезам крерукского вулканогенного комплекса (рис. 32) сплошными линиями показана геологическая корреляция этих разрезов, не вызывающая никаких сомнений. Сопоставление разрезов 4 и 4а (рис. 33), различных частей разреза 1 (протянувшегося на 6–8 км; рис. 34) и разреза 2 (протянувшегося на 4 км) проведено по хорошо видимым в них границам между существенно лавовыми и существенно пирокластическими пачками пород. Сопоставление разрезов 1, 2 и 3 проведено по характерным для этого района лавам дацитового состава, переполненным обломками пород иного состава.

Пунктирными линиями на схеме отбора образцов показаны сопоставления, проводимые между разрезами также по геологическим данным, однако в этих случаях сопоставление разрезов проведено без каких-либо маркирующих горизонтов. Поэтому точность таких сопоставлений меньше, чем в предыдущих случаях.

Разрез 1, захватывающий только отложения крерукского вулканогенного комплекса, построен по отложениям водораздела рек Крерук и Крюки. Его протяженность составляет 6–8 км. В южной части разреза были отобраны образцы из наиболее древних отложений крерукского вулканогенного комплекса, а в северной части (она расположена ближе к оси Срединного хребта) – наиболее молодые. Палеомагнитный разрез 1 построен по 35 лавовым потокам и их шлакам, по трем потокам спекшихся туфов и одному прослою туфопесчаников. Все лавы разреза 1 базальтового состава, и лишь в самой верхней части разреза встречены три потока лав дацитового состава.

Все изученные породы разреза 1 независимо от генезиса и состава по всей мощности (790 м) имеют обратную намагниченность.

Разрез 2, находящийся в 9 км к югу от южной части разреза 1, охватывает отложения крерукского вулканогенного комплекса, слагающие водораздельную часть Быстринского хребта, между верховьями рек Опалька, Кахтун и относительно крупным правым притоком р. Крерук. Палеомагнитный разрез 2 построен по 34 потокам лав и их шлакам, двум прослоям спекшихся туфов и двум потокам игнимбритов. Как и в разрезе 1, все изученные отложения разреза 2 по всей его мощности (625 м) имеют обратную намагниченность. Однако состав лав разреза 2 более разнообразен, чем состав лав разреза 1. Здесь наряду с базальтовыми лавами встречаются лавовые потоки андезитового, андезито-базальтового и дацитового составов. А туфы и игнимбриты близки по составу дацитам.

Разрез 3, находящийся в 4 км к северо-западу от северной части разреза 1, ближе к оси Срединного хребта (куда увеличивается мощность более молодых отложений крерукского вулканогенного комплекса), охватывает верхнюю часть отложе-

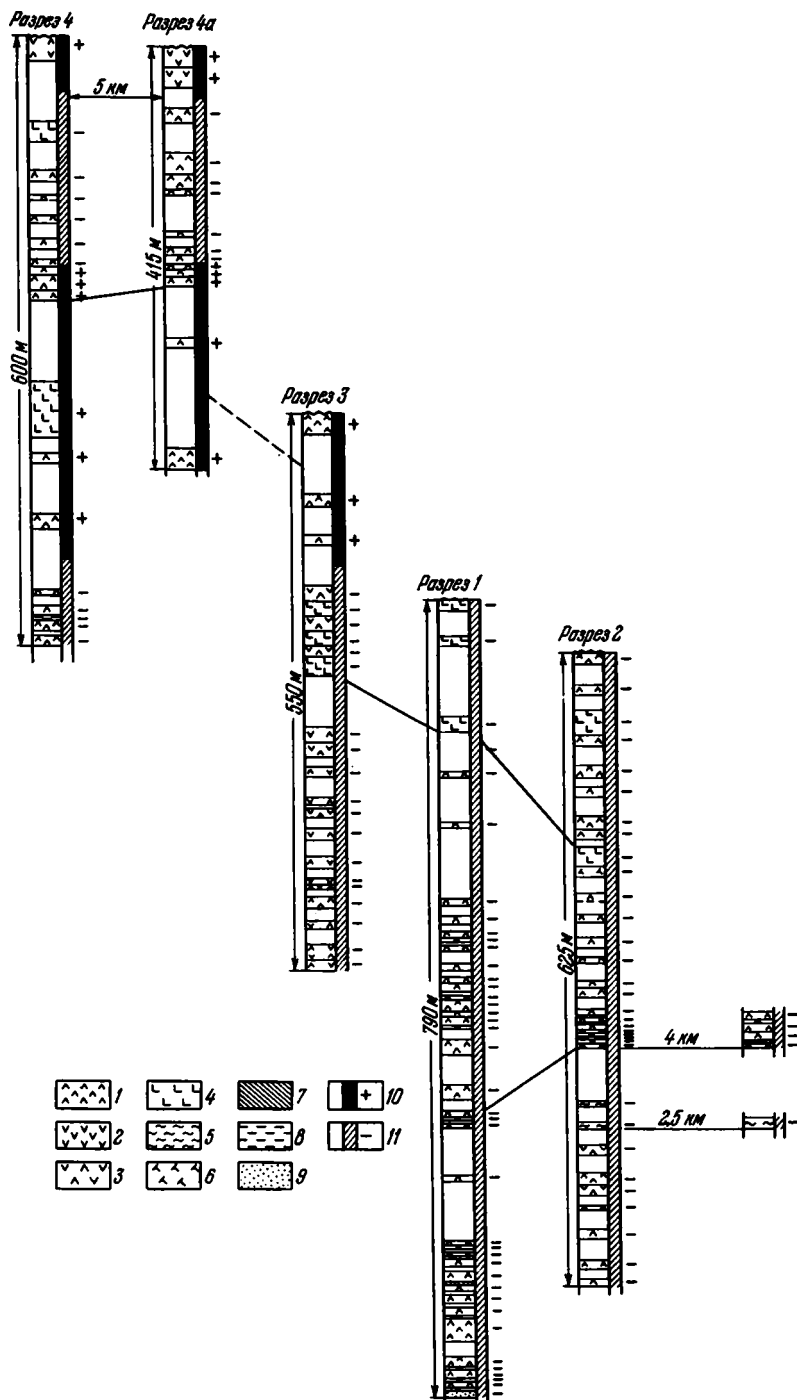


Рис. 32. Схема отбора образцов по разрезам крерукского вулканогенного комплекса
 1 - базальты; 2 - андезиты; 3 - андезито-базальты; 4 - дациты; 5 - игнимбри-
 ты; 6 - туфы; 7 - шлаки лав; 8 - алевриты; 9 - туфогенные песчаники; 10 - пря-
 мая намагниченность; 11 - обратная намагниченность

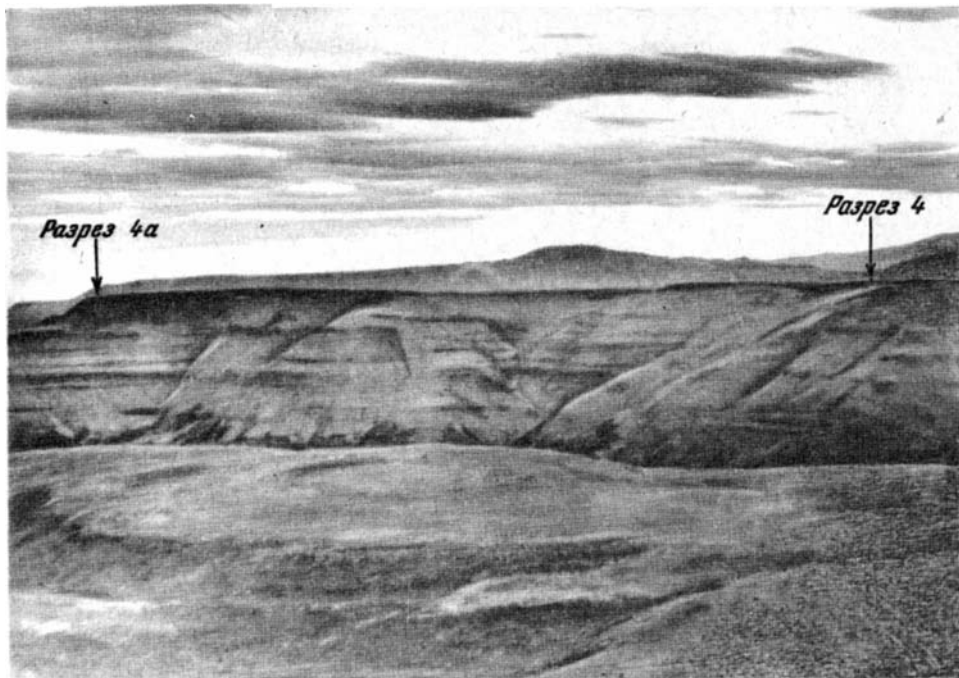


Рис. 33. Отложения крерукского вулканогенного комплекса
Разрезы 4 и 4а

ний разрезов 1 и 2, несколько наращивая мощность за счет вышележащих отложений. Мощность разреза 550 м. Он построен по 22 потокам лав и их шлакам. Три базальтовых потока, находящиеся в его верхней части, намагничены нормально (мощность зоны нормальной намагниченности здесь 130–150 м). Нижняя же часть разреза представлена лавовыми потоками различного состава (базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты), имеющими обратную намагниченность.

Еще два разреза были изучены на территории хребта Крюки, между р. Крюки и ее крупным левым притоком..

Разрез 4, общей мощностью 600 м, построен на основании исследования намагниченности 17 лавовых потоков и их шлаков и по одной линзе озерных отложений. Разрез захватывает только верхнюю часть крерукского вулканогенного комплекса; его палеомагнитная характеристика такова (снизу вверх): не менее 80 м составляет зона обратной намагниченности (намагниченность озерных отложений, как и лавовых потоков из этой зоны, имеет направление, близкое обратному современному магнитному полю); 290 м – зона нормальной намагниченности; 150 м – зона обратной намагниченности, на самом верху разреза – один поток с нормальной намагниченностью.

Разрез 4а, находящийся в 5 км от разреза 4 (см. рис. 32), дает совершенно аналогичную палеомагнитную картину. Мощность разреза 415 м (не прослеживалась вниз нижняя зона обратной намагниченности). Он построен по 14 потокам лав и их шлакам. В его нижней части проходит зона нормальной намагниченности – не менее 200 м, затем 160 м – зона обратной намагниченности и в самом верху залегают два потока с нормальной намагниченностью (40 м).

Из анализа полученных палеомагнитных данных следует, что смена знака намагниченности в изученных нами разрезах связана с инверсиями геомагнитного поля. Трудно предположить, чтобы зона мощностью 400–800 м (нижняя зона обратной намагниченности), прослеженная по простиранию на 16 км (разрезы 2–3) и на 25 км (разрезы 2–4) и представленная различными по составу и генезису породами, была бы вызвана какими-либо физико-химическими превращениями. Отсутствие всякой связи направления намагниченности с составом пород и хорошая выдержанность в разрезах по простиранию палеомагнитных зон (разрезы 4 и 4а), а также то обстоятельство, что смена знака намагниченности всегда происходит на грани-

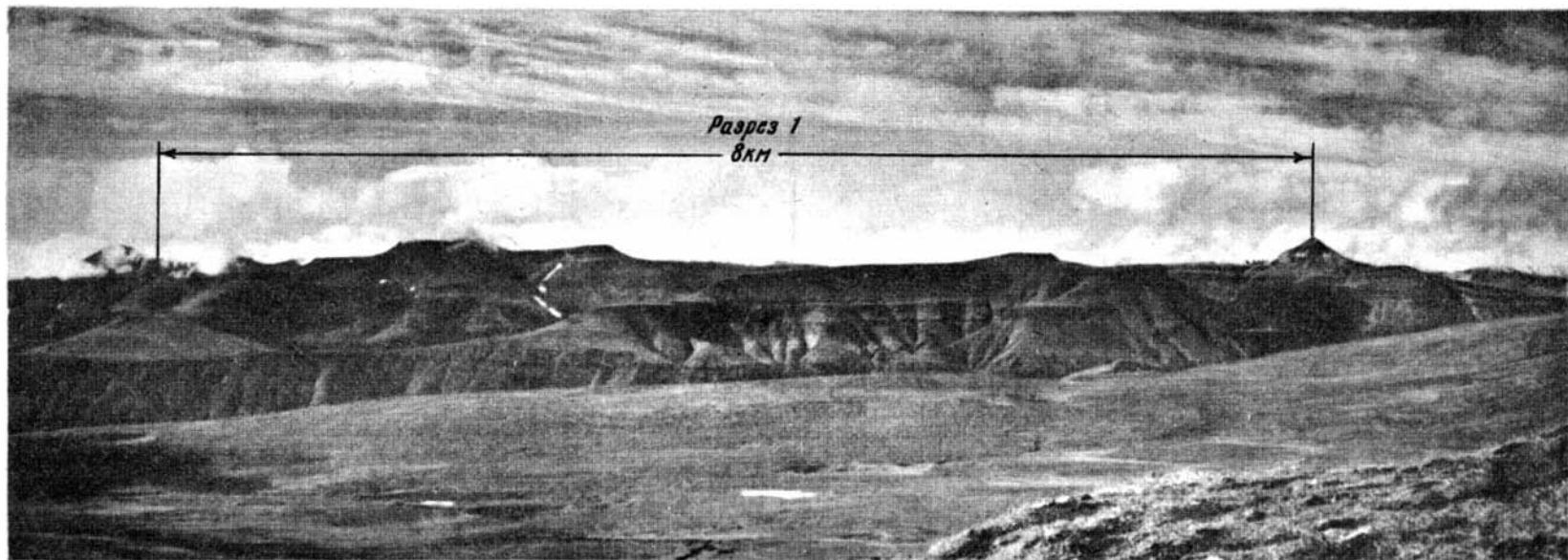


Рис. 34. Отложения крерукского вулканогенного комплекса
Разрез 1

це между лавовыми потоками (а не внутри одного потока), с учетом всех лабораторных исследований позволяет утверждать, что выделенные в данном районе палеомагнитные зоны разной полярности обязаны своим происхождением инверсиям геомагнитного поля и могут быть использованы для определения возраста изученных отложений.

О направлении намагниченности пород в изученных разрезах можно судить по стереограммам, приведенным на рис. 35-38, а также по табл. 4. На всех стерео-

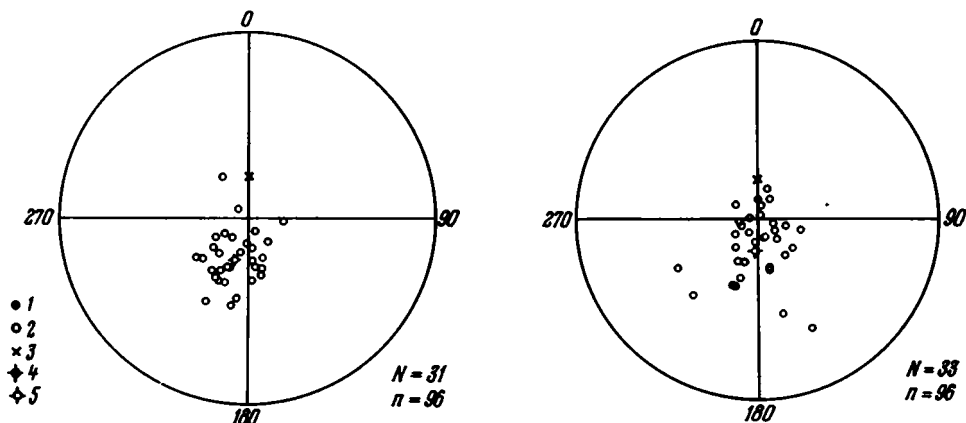


Рис. 35. Распределение направлений I_n в разрезе 1 центральной части Срединного хребта

1 - проекции I_n на нижнюю полусферу; 2 - проекции I_n на верхнюю полусферу; 3 - направление перемагничивания; 4 - среднее направление I_n прямонамагниченных образцов; 5 - среднее направление I_n обратнонамагниченных образцов
 N - количество потоков; n - количество образцов, отобранных из этих потоков

Рис. 36. Распределение направлений I_n в разрезе 2 центральной части Срединного хребта

Условные обозначения см. на рис. 35

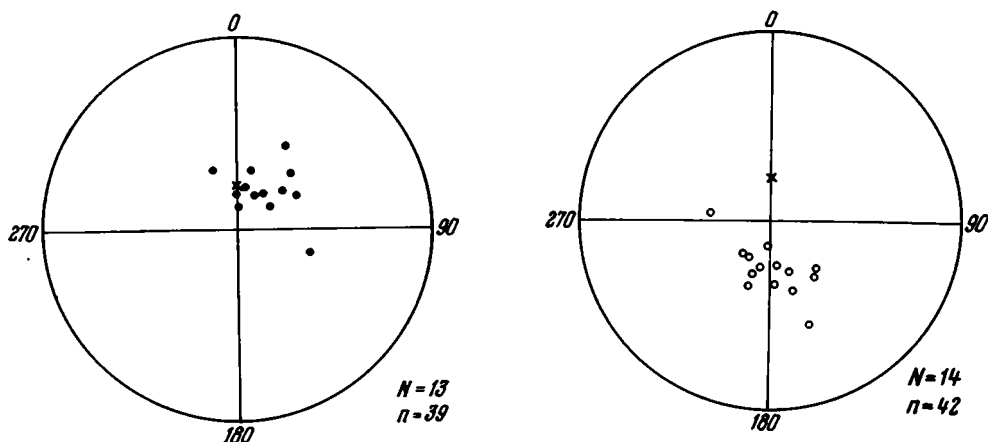


Рис. 37. Распределение направлений I_n в нижней зоне прямой полярности разрезов 3, 4, 4а центральной части Срединного хребта

Условные обозначения см. на рис. 35

Рис. 38. Распределение направлений I_n в верхней зоне обратной полярности разрезов 4 и 4а центральной части Срединного хребта

Условные обозначения см. на рис. 35

Средние направления I_n по палеомагнитным зонам центральной части Срединного хребта

Палеомагнитная зона	Направление I_n		N	n	K	α_{95}
	D_{cp}	i_{cp}				
Верхняя, обратной полярности	175	-70	14	52	7	12
Средняя, прямой полярности	33	+69	13	39	22	9
Нижняя, обратной полярности по разрезам 1 и 2	192	-72	64	186	19	4

Примечание. Здесь и далее K - коэффициент кучности, α_{95} - радиус круга доверия.

граммах нанесены средние направления намагниченности потоков, полученные в результате осреднения направлений I_n по нескольким образцам из одного потока.

Итак, в результате палеомагнитных исследований отложений крерукского вулканогенного комплекса центральной части Срединного хребта в нем удалось выделить две зоны прямой и две зоны обратной намагниченности. Нижняя зона обратной намагниченности захватывает самые низы крерукского вулканогенного комплекса, залегающего в этом районе на дислоцированных отложениях, которые по времени образования синхронны эрмановским отложениям Западной Камчатки.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РЕКИННИКСКОМ РАЙОНЕ

Как уже отмечалось выше, отбор палеомагнитных образцов в этом районе был произведен А. С. Арсановым, который любезно предоставил их в наше распоряжение для лабораторных исследований.

Образцы были отобраны из платоэффузивов (в геоморфологическом смысле) и из вышележащей, фациально невыдержанной вулканогенной толщи. Все исследованные потоки базальтового состава; большинство из них включает гигантопорфиновые зерна пироксенов, оливинов, плагиоклазов. И лишь в верхней (изученной) части фациально невыдержанной вулканогенной толщи один (или два?) поток игнимбритов дацитового состава.

В результате лабораторных исследований было установлено, что палеомагнитные образцы данного района по всем минералогическим характеристикам очень близки образцам из центральной части Срединного хребта. Как уже отмечалось выше, не было обнаружено какого-либо различия между образцами с прямой и обратной намагниченностью. Поэтому у нас нет никаких оснований считать, что в этом районе породы приобрели обратную намагниченность за счет каких-либо физико-химических превращений. Наиболее вероятно, что и в этом районе намагниченность образцов первична, а смена знака намагниченности - это результат инверсий геомагнитного поля.

Палеомагнитными исследованиями было установлено, что базальты нижней части разреза платоэффузивов имеют обратную намагниченность. Породы верхней части разреза платоэффузивов и практически вся фациально невыдержанная вулканогенная толща имеют нормальную намагниченность. И лишь в самой верхней части разреза этой толщи были обнаружены два (?) потока игнимбритов с обратной намагниченностью.

Итак, для отложений Рекинникского района установлены две зоны обратной полярности, разделенные зоной прямой полярности. Нижняя зона обратной полярности захватывает низы разреза платоэффузивов, лежащих здесь на отложениях верхнего горизонта вулканогенно-осадочной толщи (см. рис. 46).

О направлении намагниченности пород Рекинникского района можно судить по табл. 5 и рис. 39 и 40, где нанесены проекции векторов I_n на равнопромежуточные полярные проекции.

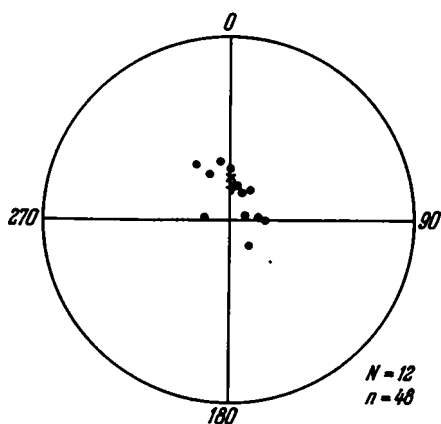


Рис. 39. Распределение направлений I_n прямонамагниченных платоэффузивов Рекинникского района

Условные обозначения см. на рис. 35

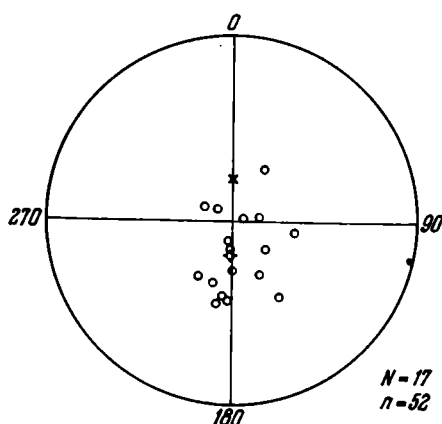


Рис. 40. Распределение направлений I_n обратномагниченных платоэффузивов Рекинникского района

Условные обозначения см. на рис. 35

Таблица 5

Средние направления I_n по палеомагнитным зонам Рекинникского района

Палеомагнитная зона	Направление I_n		N	n	K
	D_{cp}	i_{cp}			
Средняя, прямой полярности	355	+75	12	48	25
Нижняя, обратной полярности	183	-74	17	52	10

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНЕ ХРЕБТОВ ТУМРОЖ И ГАМЧЕН

Из отложений тумрокского и иультского вулканогенных комплексов А. Е. Шанцером в 1965 г. были отобраны палеомагнитные образцы из 42 потоков лав и игнимбригов. Мы провели лабораторные исследования этих образцов, в результате которых (Шанцер и др., 1969) в вулканогенных разрезах тумрокского и иультского комплексов были установлены две зоны обратномагнитных пород и три зоны прямонамагнитных.

Нижняя зона обратной полярности захватывает эффузивно-игнимбритовые толщи низов тумрокского вулканогенного комплекса. Мощность пород с обратной намагниченностью в районе левого берега р. Строж (район горы Шпиль) достигает 700–800 м. В самом же основании разреза тумрокского вулканогенного комплекса, залегающего с резким размывом на мел-палеогеновом складчатом фундаменте, фиксируется зона прямой полярности с видимой мощностью 100–150 м.

Верхняя зона обратной полярности была обнаружена на границе тумрокского и иульского комплексов, причем породы верхней части разреза тумрокского комплекса имели только прямую намагниченность. Обратно намагничены отдельные лавовые потоки низов иульского вулканогенного комплекса, причем максимальная видимая мощность в ней палеомагнитной зоны обратной полярности достигает 50–100 м (?), так как она, видимо, почти полностью попадает в размыв между тумрокским и иульским вулканогенными комплексами. Более верхние части разреза иульского комплекса намагничены прямо. Результаты палеомагнитных исследований показаны на рис. 41. Это разрезы по рекам Ковалева и Широкая, разрез в районе вулкана Кизимен и сводный разрез по р. Молчанова, ручьям Игнимбритовому и Медвежьему. Поскольку в результате палеоботанических и геологических данных можно предполагать, что зона обратной полярности, зафиксированная в низах иульского комплекса, является последней, была сделана попытка проследить ее более детально как по простиранию, так и по разрезу. С этой целью в 1967 г. мы совместно с А.Е. Шанцером провели палеомагнитные исследования всех вышележащих отложений вплоть до голоценовых. В задачу входило также выяснение вопроса, не захватывает ли верхняя палеомагнитная зона обратной полярности верхи тумрокского вулканогенного комплекса.

В результате исследований по двум разрезам отложений верхней части тумрокского вулканогенного комплекса обратнонамагниченных пород среди этих отложений не было обнаружено. Разрез по р. Молчанова (см. рис. 41) захватывает всю верхнюю часть разреза тумрокского вулканогенного комплекса. В нижней части разреза была обнаружена зона обратной полярности. Это те же обратнонамагнитные игнимбриты, которые изучались нами и по ручью Игнимбритовому. Расстояние между этими разрезами 10–12 км. Все вышележащие породы разреза по р. Молчанова независимо от их состава имеют прямую намагниченность.

Разрез, построенный по отложениям горы Тумрок, захватывает самые верхние части тумрокского комплекса и отложения нижней фазы иульского. Здесь также независимо от состава пород фиксируется только прямая намагниченность. В этом разрезе, в низах иульского комплекса, не обнаружено пород, имеющих обратную намагниченность. Вероятно, зона обратной полярности полностью попадает в размыв. Эта зона была нами достаточно хорошо прослежена по двум разрезам на р. Белой (см. рис. 41, разрезы 7 и 8), где отложения иульского комплекса с резким размывом лежат на отложениях шапинской свиты. Прекрасная обнаженность этих разрезов позволяет визуально проследить несогласие между отложениями шапинской свиты и иульского вулканогенного комплекса на 5–6 км.

Палеомагнитный разрез 7, охватывающий отложения иульского комплекса, построен по пяти лавовым потокам и их шлакам. Нижние три потока базальтового состава имеют обратную намагниченность (мощность 100 м), верхние два потока базальтового и андезито-базальтового составов намагничены нормально (мощность 50 м).

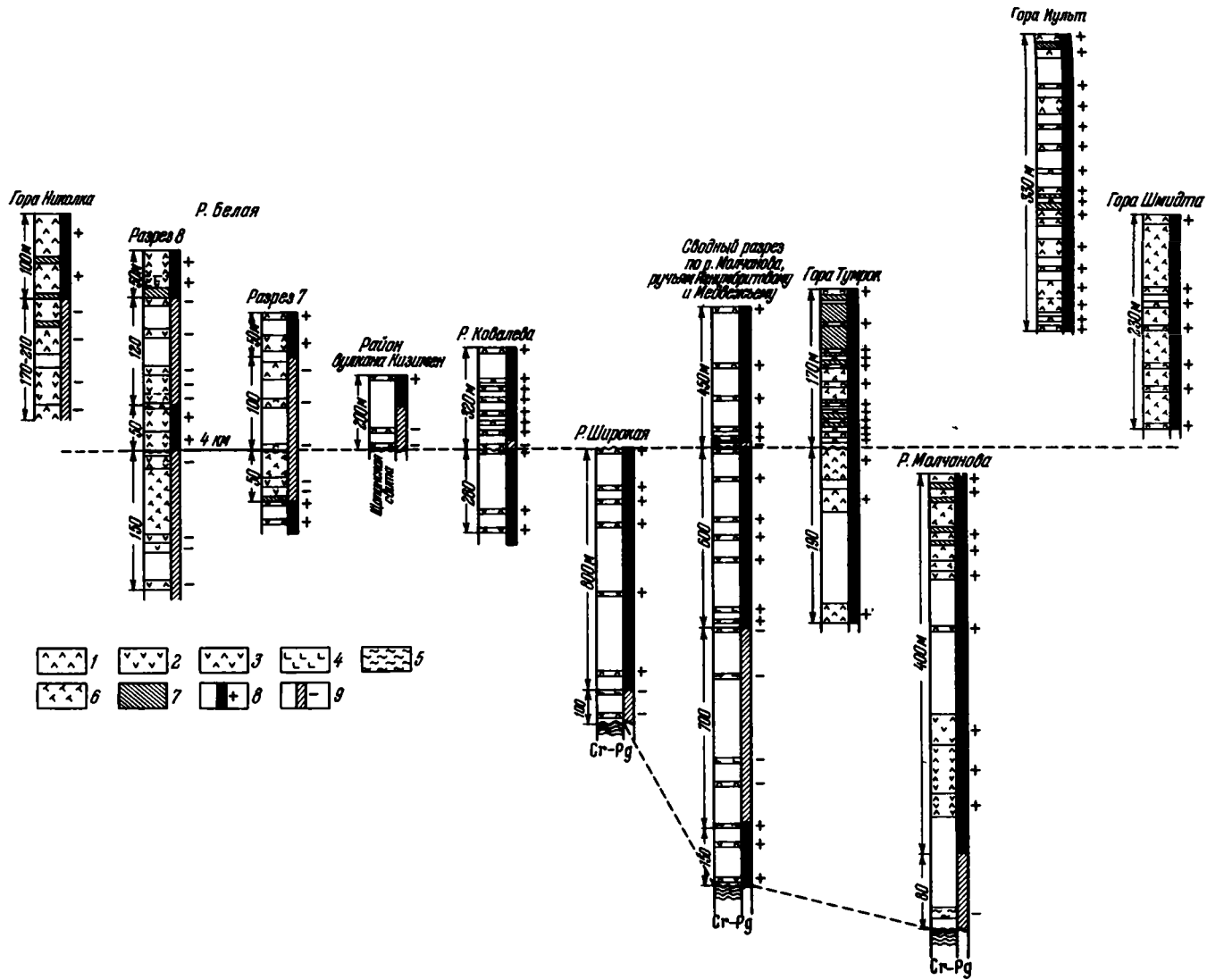
Палеомагнитный разрез 8, находящийся в 4 км севернее разреза 7 и охватывающий отложения иульского комплекса, построен по девяти лавовым потокам и их



Рис. 41. Схема отбора образцов в районах хребтов Тумрок и Гамчен

1 - базальты; 2 - андезиты; 3 - андезито-базальты; 4 - дациты; 5 - игнимбриты; 6 - туфы; 7 - шлаки лав; 8 - прямая намагниченность; 9 - обратная намагниченность

Все разрезы выше пунктирной линии - иульский вулканогенный комплекс; разрезы р. Белой и вулкана Кизимен ниже пунктирной линии - шапинская свита; остальные разрезы ниже пунктирной линии - тумрокский вулканогенный комплекс



шлакам. Восемь потоков разреза представлены лавами андезито-базальтового состава и лишь один поток — лавами андезито-дацитового. В нижней части разреза обнаружены два потока с прямой намагниченностью (50 м), лежащих на размытой поверхности отложений шапинской свиты. Выше по пяти потокам фиксируется зона обратной намагниченности (мощностью 120 м); завершают разрез два лавовых потока с прямой намагниченностью.

Палеомагнитные исследования в небольшом объеме были проведены и в отложениях Никольского хребта, находящегося в пределах Камчатской депрессии и представляющего собой разрушенный доледниковый лавовый вулкан, по степени сохранности напоминающий вулканы иультского комплекса (Шанцер, 1968).

Палеомагнитный разрез, построенный нами по отложениям горы Николки (см. рис. 41), дополняется ориентированными образцами, отобранными В. С. Петровым в 1966 г. из различных мест Никольского хребта. В результате палеомагнитных исследований в этом районе было установлено, что нижняя часть разреза горы Николки сложена эффузивами базальтового и андезито-базальтового составов, имеющими обратную намагниченность. Видимая мощность обратномагнитных пород не менее 170–210 м. Два мощных базальтовых потока (по 40–50 м каждый), венчающие вершину горы Николки, имеют нормальную намагниченность. Отобранные В. С. Петровым образцы из восьми лавовых потоков нижней части разреза в различных местах Никольского хребта, как и отложения нижней части разреза горы Николки, имеют обратную намагниченность.

Таким образом, зона обратной полярности, обнаруженная по отдельным потокам нижней части разреза иультского вулканогенного комплекса, достаточно хорошо подтверждается работами, проведенными в 1967 г.

Палеомагнитные исследования отложений, более молодых, чем отложения иультского комплекса, имеющих обратную намагниченность, были проведены по разрезам гор Тумрок, Шмидта, Иульт и на вулканах Гамчен и Кизимен.

Разрезы гор Шмидта и Тумрок (верхняя часть) представлены отложениями нижней фазы иультского вулканогенного комплекса (см. рис. 41).

Палеомагнитный разрез горы Тумрок был построен по 12 лавовым потокам и их шлакам. На всей 170-метровой мощности отложения этого разреза имеют прямую намагниченность.

Палеомагнитный разрез горы Шмидта построен по семи лавовым потокам. Лавы горы Шмидта, как и исследованные лавы горы Тумрок, базальтового состава. Для всех изученных пород горы Шмидта характерна прямая намагниченность.

Отложения самой верхней части иультского комплекса были исследованы нами в разрезе горы Иульт. Все 16 потоков имели прямую намагниченность. Состав потоков в основном базальтовый и лишь два потока андезито-базальтовые. Мощность разреза 330 м.

Отложения, более молодые, чем верхи иультского комплекса, были опробованы несколько менее детально. Как уже отмечалось, исследование отложений, более молодых, чем низы разреза нижней фазы иультского комплекса, проводилось для доказательства того, что зона обратной полярности, обнаруженная в низах иультского комплекса, последняя. По многочисленным данным (Doell *а.о.*, 1966; Chamalaun, McDougall, 1966; McDougall, Chamalaun, 1966, и др.), возраст последней инверсии установлен в 700 тыс. лет. Известно также, что при палеомагнитных исследованиях, проводимых на различных по генезису отложениях и в различных районах земного шара, среди пород моложе 700 тыс. лет не было встречено продолжительной по времени зоны обратной полярности (Irving, 1964; McDougall, Chamalaun, 1966, и многие другие).

Вот почему вулканогенные отложения, относимые И. В. Мелекесцевым к третьей группе ($Q_3^3 - Q_4$), исследовались менее детально, нежели отложения иультского комплекса.

Образцы, отобранные из четырех лавовых потоков горы Гамчен ($Q_3^3 - Q_4$), как и образцы двух лавовых потоков и одного потока спекшихся туфов вулкана Кизимен (Q_4), имели прямую намагниченность. При довольно многочисленных исследованиях верхнечетвертичных отложений Камчатки (Альпова, 1967; Аверьянов, Штейнберг, 1966; Горшков и др., 1963; Сковородкин, 1966 а, б) также не было обнаружено пород с обратной намагниченностью.

Все это убеждает нас в том, что палеомагнитная зона обратной полярности, обнаруженная в низах разреза иультского комплекса, является последней и возраст ее верхней границы равен 700 тыс. лет.

О направлении намагниченности пород в изученных разрезах можно судить по стереограммам, приведенным на рис. 42-44, и по табл. 6.

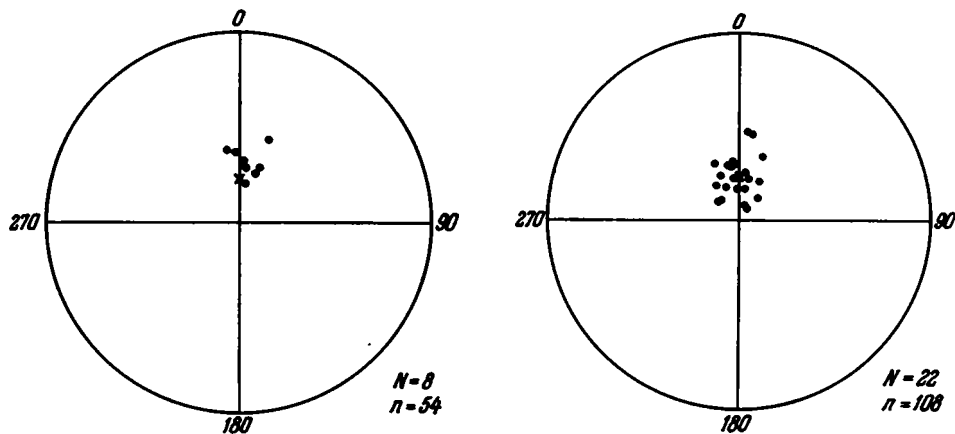


Рис. 42. Распределение направлений I_n прямонамагниченных пород тумрокского вулканогенного комплекса

Условные обозначения см. на рис. 35

Рис. 43. Распределение направлений I_n прямонамагниченных пород нижней фазы иультского комплекса

Условные обозначения см. на рис. 35

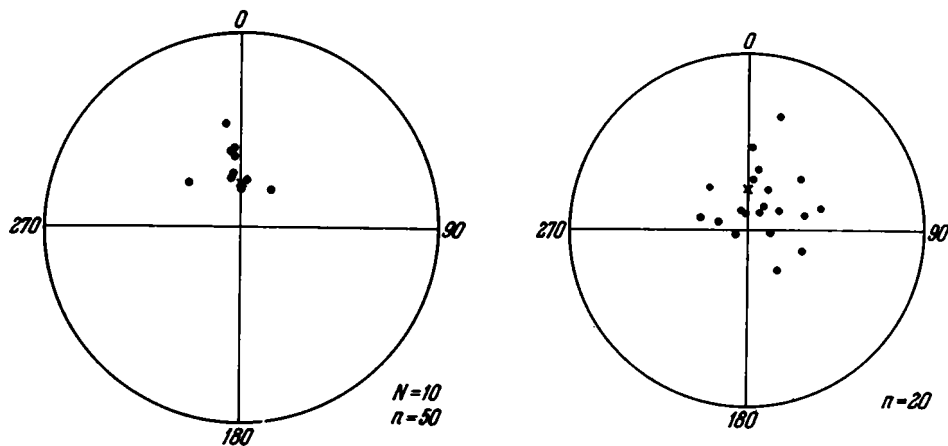


Рис. 44. Распределение направлений I_n прямонамагниченных пород верхней фазы иультского комплекса

Условные обозначения см. на рис. 35

Рис. 45. Распределение направлений I_n в базальтовом потоке

Условные обозначения см. на рис. 35

Средние направления I_n для отложений Тумрокского и Иультского комплексов

Комплекс, фаза	Направление I_n		N	n	K	α_{95}
	D_{cp}	j_{cp}				
Иультский, верхняя	345	+65	10	50	18	11
Иультский, нижняя	353	+70	22	108	57	4
Тумрокский	8	+65	8	54	63	7

Таким образом, в результате палеомагнитных исследований тумрокского и иультского вулканогенных комплексов, развитых в пределах хребтов Тумрок и Гамчен, были обнаружены три палеомагнитные зоны прямой и две - обратной полярности (см. рис. 46). Нижняя зона обратной полярности захватывает нижнюю часть тумрокского комплекса, верхняя зона обратной полярности - нижнюю часть иультского комплекса и в ряде случаев частично или полностью попадает в разрыв между этими вулканогенными комплексами.

Исследования всех отложений (обеих фаз) иультского комплекса, а также более молодых образований позволяют с большой уверенностью утверждать, что инверсия, обнаруженная в нижней части разреза иультского комплекса, является последней инверсией геомагнитного поля.

Относительно большой разброс направлений I_n образцов из одного потока не позволяет проводить корреляцию разрезов (даже на близком расстоянии) по изменению величин D и j от потока к потоку. К сожалению, нам не удалось установить минимальное количество образцов (и минимальную площадь отбора), среднее направление I_n которых отражало бы среднее направление намагниченности данного потока. На рис. 45 показано распределение направлений I_n 20 образцов, отобранных из одного потока; цифровые данные по ним представлены в табл. 7. Из нее видно, что среднее направление I_n , подсчитанное для первых десяти образцов (D_{cp1}, j_{cp1}), сильно отличается от среднего направления I_n , подсчитанного для последних десяти образцов (D_{cp2}, j_{cp2}), и от среднего направления I_n , подсчитанного по всем образцам потока (D_{cp}, j_{cp}).

Не удалось также установить то минимальное количество образцов и ту минимальную площадь, с которой необходимо их отбирать, чтобы получить координаты палеомагнитного полюса для отрезка времени, равного продолжительности одной палеомагнитной зоны. Специально проведенные для этой цели исследования показали, что средние направления I_n , полученные по разрезу 1 крерукского вулканогенного комплекса (33 лавовых потока, 96 образцов) и почти по совершенно одновозрастным отложениям разреза 2 этого же комплекса (31 лавовый поток, 96 образцов), значительно отличаются друг от друга: для разреза 1 - $D_{cp} = 184$, $j_{cp} = -74$; для разреза 2 - $D_{cp} = 195$, $j_{cp} = -68$.

Направления вектора I_n для всех изученных разрезов приведены в табл. 8.

Направления I_n образцов, отобранных из одного лавового потока

№ обр.	Направление I_n		№ обр.	Направление I_n	
	D	j		D	j
1	60	+72	11	100	+79
2	10	+60	12	113	+60
3	3	+49	13	284	+79
4	47	+53	14	316	+62
5	16	+31	15	241	+83
6	285	+75	16	342	+83
7	35	+76	17	340	+80
8	26	+68	18	34	+80
9	79	+61	19	144	+65
10	74	+52	20	7	+65

$$D_{cp1} = 30;$$

$$j_{cp1} = +64$$

$$D_{cp} = 34; \quad j_{cp} = +74$$

$$D_{cp2} = 40;$$

$$j_{cp2} = +86$$

Примечание. Порядок расположения образцов в таблице отображает последовательность их отбора из потока.

Сводные результаты палеомагнитных данных по всем разрезам

Таблица 8

Объект изучения	Координаты обнажения		Количество		Направление I_n			Полярность	Координаты палеомагнитного полюса		Полуоси овала погрешности	
			потоков	образцов	D	j	α_{95}		$\Phi_{с.ш.}$	$\Lambda_{в.д.}$	Θ_d	Θ_j
	$\Psi_{с.ш.}$	$\lambda_{в.д.}$	N	n								
Иультский вулканогенный комплекс:												
Верхняя фаза	55	161	10	50	345	+65	11	+	77	37	18	15
Нижняя фаза	55	160,5	22	108	353	+70	4	+	85	101	7	6
Тумрокский вулканогенный комплекс	55,5	161	8	54	8	+65	7	+	80	193	11	9
Крерукский вулканогенный комплекс:												
Верхняя зона обратной полярности	56,5	159,5	14	52	175	-70	12	-	90		20	17
Средняя зона прямой полярности	56	159,5	13	39	33	+69	9	+	71	236	15	13
Нижняя зона обратной полярности	56	159,5	64	186	192	-72	4	-	83	271	8	7
Рекинникский район, вулканогенно-осадочная толща:												
Прямомагнитные платоэффузивы	60	163	12	48	355	+75	6	+	90		11	10
Обратномагнитные платоэффузивы	60	163	17	52	183	-74	9	-	90		16	14

Примечание. Во всех случаях для нахождения направления I_n применялись методы чистки: $H = 200$ э, 14-дневная временная чистка и термочистка при $T = 200^\circ\text{C}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, в результате проведенных палеомагнитных исследований можно сделать ряд выводов.

1. Для трех удаленных районов (центральная часть Срединного хребта, Рекинникский район, хребты Тумрок и Гамчен) в разновозрастных отложениях (крерукский вулканогенный комплекс, тумрокский и нултский вулканогенные комплексы, верхняя часть верхнего горизонта вулканогенно-осадочной толщи и перекрывающие ее отложения фациально невыдержанной вулканогенной толщи Рекинникского района) получены тождественные палеомагнитные картины (Певзнер, 1968 б). Во всех этих районах обнаружены по две зоны обратной полярности. Причем палеоботанические данные, позволяющие сопоставлять отложения указанных районов, были получены везде из нижней зоны обратной полярности.

2. Верхняя зона обратной полярности, обнаруженная в верхах крерукского комплекса, в низах нултского комплекса и в отложениях фациально невыдержанной вулканогенной толщи Рекинникского района, является последней палеомагнитной зоной обратной полярности. В правильности такого вывода нас убеждают, во-первых, детальные палеомагнитные исследования молодых отложений в районе хребтов Тумрок и Гамчен, а во-вторых, палеоботанические остатки, обнаруженные в отложениях центральной части Срединного хребта и Рекинникского района, изученных в пределах верхней зоны обратной полярности. Так, в верхней части разреза крерукского вулканогенного комплекса среди обнаруженных диатомей 99% составляют широко распространенные ныне виды. В отложениях, относящихся к верхнему горизонту вулканогенно-осадочной толщи, заключенных между потоками базальтовых лав, выделено небольшое количество пыльцы сосны (преобладает), ольховника, кустарниковой березки, вересковых, польни, а также спор папоротников и плаунов, т. е. форм, и сейчас обычных для Камчатки или легко заносимых.

3. Сопоставления полученных палеомагнитных данных с палеомагнитной шкалой, имеющей датировки абсолютного возраста (рис. 46), позволяют сделать вывод, что возраст верхней границы обнаруженной нами зоны обратной полярности равен 700 тыс. лет. Сопоставление зоны прямой полярности, расположенной между двумя зонами обратной полярности, может быть проведено с эпизодом Джарамилло. Возможность такого сопоставления вытекает из анализа мощностей отложений центральной части Срединного хребта, где палеомагнитные исследования проводились на разрезах, равно удаленных от древних вулканических аппаратов, поэтому их мощность в какой-то мере может говорить о длительности накопления различных частей разреза.

Правомерность такого сопоставления подтверждается и палеоботаническими данными. При палеомагнитных исследованиях донных океанических осадков с параллельным изучением диатомовых водорослей установлено (устное сообщение А. П. Жузе), что смена типично третичных диатомей на типично четвертичные происходит в интервале времени между эпизодами Олдувей и Джарамилло. По-видимому, комплексы диатомей крерукского и тумрокского вулканогенных комплексов как раз соответствуют этому переходному этапу развития диатомовой флоры, ибо наряду с современными видами диатомей в них еще встречаются представители неогеновой флоры.

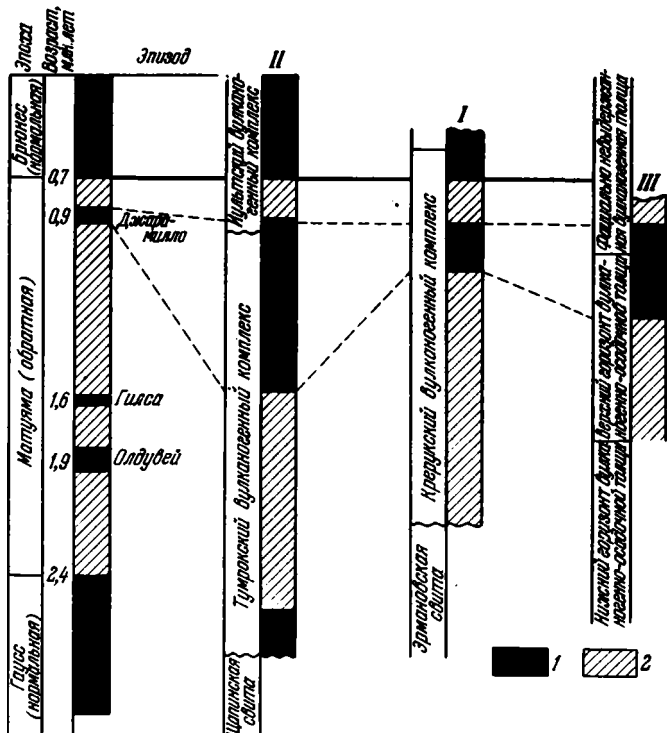


Рис. 46. Схема сопоставления палеомагнитных разрезов Камчатки с палеомагнитной шкалой (Сох, Dalrymple, 1967)

I - центральная часть Срединного хребта; II - район хребтов Тумрок и Гамчен; III - Рекинникский район

1 - зоны прямой намагниченности пород; 2 - зоны обратной намагниченности пород

Установление последней инверсии геомагнитного поля в изученных отложениях позволяет произвести палеомагнитную корреляцию плиоцен-четвертичных разрезов Камчатки с аналогичными по возрасту отложениями других районов земного шара.

4. Палеомагнитные зоны, прослеженные (по простиранию и разрезу) на большие расстояния в разновозрастных породах различного генезиса и состава крежукского вулканогенного комплекса, являются убедительным доказательством существования в истории Земли инверсий геомагнитного поля.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянов В. С., Штейнберг Г. С. 1966. О поведении магнитного поля Земли в верхнечетвертичное время на Южной Камчатке. - В кн. "Тезисы докладов VII Всесоюзной конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму". М.
- Алыпина О. М. 1967. Палеомагнетизм лав Ключевской группы вулканов и ее фундамента. - Бюлл. вулканол. станции, № 43.
- Андреева О. Л. 1963. Сравнение лабораторных параметров стабильности горных пород. - В кн. "Магнетизм горных пород и палеомагнетизм". Красноярск, Изд-во СО АН СССР.
- Арсанов А. С., Малаева Е. М. 1964. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Камчатского перешейка в верхнеплиоценовую эпоху. - Вестник МГУ, серия У, геогр., № 4.
- Безуглая Л. С., Мартынова Т. А., Петрова Г. Н., Рыбак Р. С. 1962. Выяснение происхождения намагниченности пород методом сравнения характеристик стабильности на примере железистых кварцитов КМА. - Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4.
- Большаков А. С., Сковородкин Ю. П. 1965. Изучение первоначального механизма образования остаточной намагниченности лавовых потоков. - В кн. "Настоящее и прошлое магнитного поля Земли". М., "Наука".
- Боярская Г. Д., Малаева Е. М. 1967. Развитие растительности Сибири и Дальнего Востока в четвертичном периоде. М., "Наука".
- Брайцева О. А., Евтеева И. С., Лупкина Е. Г., Мелекесцев И. В. 1966. Некоторые вопросы стратиграфии осадочных четвертичных отложений Восточной Камчатки и их значение для определения возраста вулканических образований. - В кн. "Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки". М., "Наука".
- Бурлацкая С. П. 1957. О методике измерения магнитных свойств горных пород на аstaticком магнитометре. - Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8.
- Веселовский В. С., Шманенков И. В. 1947. Нагревательные приборы в лабораторной практике. М.-Л., Гос. научн. изд-во хим. лит-ры.
- Власов А. Я., Звягинцев А. Г. 1965. Самообращение намагниченности искусственных осадков и твердых гемогеминитовых растворов. - В кн. "Настоящее и прошлое магнитного поля Земли". М., "Наука".
- Власов А. Я., Звягинцев А. Г., Богданов А. А. 1963. Обратная термоостаточная намагниченность синтезированных твердых растворов гемогеминита. - В кн. "Магнетизм горных пород и палеомагнетизм". Красноярск, Изд-во СО АН СССР.
- Гептнер А. Р. 1965. Стратиграфия плиоцена и плейстоцена Камчатки (Реф.доклада). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 4.
- Гептнер А. Р., Лупкина Е. Г., Скиба Л. А. 1966. Раннеантропогеновые отложения Западной Камчатки (Тигильский район). - Бюлл. комиссии по изуч. четвертичн. периода, № 3.
- Горшков А. П., Кочегура В. В., Штейнберг Г. С. 1963. Палеомагнитные исследования лав Авачинского вулкана. - В кн. "Магнетизм горных пород и палеомагнетизм". Красноярск, Изд-во СО АН СССР.

- Грабовский М. А., Пушков А. Н. 1954. К вопросу о возникновении остаточной намагниченности обратной полярности в горных породах. - Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4.
- Гурарий Г. З., Кропоткин П. Н., Певзнер М. А., Ро Су Вон, Трубихин В. М., 1966. Лабораторная оценка пригодности осадочных пород Северной Кореи для палеомагнитных исследований. - Изв. АН СССР, физика Земли, № 11.
- Гурарий Г. З., Певзнер М. А., Трубихин В. М. 1966. О химической намагниченности нижнекембрийских осадочных пород юга Сибирской платформы. - В кн. "Тезисы докладов VII Всесоюзной конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму". М.
- Гурарий Г. З., Певзнер М. А., Трубихин В. М. 1968. Лабораторные исследования естественной химической намагниченности. - Изв. АН СССР, физика Земли, № 4.
- Дианов-Клоков В. И. 1960. Измеритель малой остаточной намагниченности горных пород. - Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1.
- Долгинов С. Ш., Озерская М. Л. 1951. Прибор для определения магнитных свойств горных пород. - Труды научно-исслед. ин-та земного магнетизма, вып. 6 (16).
- Кочегура В. В. 1963. Палеомагнитная корреляция неогеновых эффузивных комплексов Дальнего Востока. - В кн. "Магнетизм горных пород и палеомагнетизм". Красноярск, Изд-во СО АН СССР.
- Кочегура В. В. 1965. Палеомагнитная корреляция неоген-четвертичных базальтов Дальнего Востока. - Автореф. канд. дисс. Л.
- Малаева Е. М. 1965. Верхнеплиоценовые - плейстоценовые флоры Северной Камчатки и их значение для стратиграфии и палеогеографии. - Автореф. канд. дисс. МГУ.
- Мархинин Е. К., Пугач В. Б., Мархинина С. Н. 1962. О естественной намагниченности пелловых слоев района Ключевской группы вулканов. - Бюлл. вулканол. станции, № 33.
- Нагата Т. 1965. Магнетизм горных пород. М., "Мир".
- Озерская М. М., Авчян Г. М., 1958. Определение остаточной намагниченности образцов пород на астатическом магнитометре Долгинова. - Прикл. геофиз., вып. 20.
- Певзнер М. А. 1968 а. Возникновение химической намагниченности в лавах андезито-базальтового состава в лабораторных условиях. - Изв. АН СССР, физика Земли, № 5.
- Певзнер М. А. 1968 б. Палеомагнитные исследования верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Камчатки. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 43, вып. 3.
- Петрова Г. Н. 1957. Магнитная стабильность горных пород. - Изв. АН СССР, серия геофиз., № 1.
- Петрова Г. Н. 1961 а. Возможность использования H_c в качестве критерия палеомагнитной стабильности горных пород. - В кн. "Тезисы докладов IУ Всесоюзной конференции по палеомагнетизму". М.
- Петрова Г. Н. 1961 б. Лабораторная оценка стабильности остаточной намагниченности горных пород. М., Изд-во АН СССР.
- Петрова Г. Н., Королева В. А. 1959. Определение магнитной стабильности горных пород в лабораторных условиях. - Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5.
- Печерский Д. М., Ключева В. Н., Казакова Г. П. 1965. Результаты палеомагнитного изучения разреза верхнекайнозойских вулканогенных образований в центральной части камчатского Срединного хребта. - Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Поспелова Г. А. 1959 а. Остаточная намагниченность третичных и четвертичных изверженных пород. - Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Поспелова Г. А. 1959 б. Сравнение исследования прямо- и обратномагнитных вулканических пород. - В кн. "Тезисы докладов на III конференции по палеомагнетизму". Л.
- Поспелова Г. А. 1962. Некоторые данные палеомагнитных исследований. - В кн. "Вопросы вулканизма". М. Изд-во АН СССР.

- Поспелова Г. А. 1963. Сравнительные исследования прямо- и обратномагнитных эффузивных пород. - В кн. "Геологические и геофизические исследования в вулканических областях". М., Изд-во АН СССР.
- Рамдор П. 1962. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ.
- Решения междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. 1961. Л. Гостоптехиздат.
- Синельникова В. Н. 1967. К вопросу о возрасте энеметенской свиты Западной Камчатки. - Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Синельникова В. Н., Скиба Л. А., Фотьянова Л. И. 1967. О плиоценовой (энеметенской) флоре Западной Камчатки. - Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Сковородкин Ю. Н. 1966 а. Изучение механизма образования остаточной намагниченности в лавовых потоках. - Автореф. канд. дисс. МГУ.
- Сковородкин Ю. П. 1966 б. О возможности использования лав для определения напряженности геомагнитного поля в связи с природой их первоначальной намагниченности. - В кн. "Тезисы докладов VII Всесоюзной конференции по постоянному магнитному полю и палеомагнетизму". М.
- Телье Е., Телье О. 1959. Об интенсивности магнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом. - Изв. АН СССР, серия геофиз., № 9.
- Храмов А. Н. 1958. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л., Гостоптехиздат.
- Храмов А. Н. 1963. Палеомагнитные разрезы плиоцена и постплиоцена Апшеронско-Закаспийской области и их корреляция. - Труды Всес. нефт. научно-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 204.
- Храмов А. Н., Петрова Г. Н., Комаров А. Г., Кочегура В. В. 1961. Методика палеомагнитных исследований. Л., Гостоптехиздат
- Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. 1967. Палеомагнетизм. Л., "Недра".
- Шанцер А. Е., Челебаева А. И., Гептнер А. Р. 1966. Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки. - В кн. "Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки". М., "Наука".
- Шанцер А. Е., 1968. Некоторые особенности позднекайнозойского вулканизма и тектоники Восточной и Центральной Камчатки. - Автореф. канд. дисс. М., ГИН.
- Шанцер А. Е., Гептнер А. Р., Егорова И. Е., Лупикина Е. Г., Певзнер М. А., Челебаева А. И. 1969. Вулканогенные толщи хребта Тумрок, их палеомагнитная характеристика и возраст. - Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Яновский Б. М., 1964. Земной магнетизм. Изд-во ЛГУ.
- Bewerdorff A. 1961. Der Einfluss der Entmischung auf remanente Magnetisierung von Titanomagnetiten. - Z. Geophys., Bd 27, N 4-5.
- Blacket P.M.S. 1952. A negative experiment relating to magnetism and the earth's rotation. - Philos. Trans. Roy. Soc. London, vol. 245, N 897.
- Chamalaun F.H., McDougall J. 1966. Dating geomagnetic polarity epochs in Réunion. - Nature, vol. 210, N 5042.
- Chevallier R. 1925. L'aimantation des laves de l'Ethna et l'orientation du champ terrestre en Sicile du XIX au XVII siècle. - Ann. Phys., vol. 4.
- Cox A., Dalrymple G.B. 1967. Geomagnetic polarity epochs: Nunivak Island, Alaska. - Earth and Planetary Sci. Letters, vol. 3, N 2.
- Cox A., Doell R., Dalrymple G.B. 1963. Geomagnetic polarity epochs: Sierra Nevada II. - Science, vol. 142, N 3590.
- Cox A., Hopkins D.M., Dalrymple G.B. 1966. Geomagnetic polarity epochs: Pribilof Islands, Alaska. - Bull. Geol. Soc. America, vol. 77, N 9.
- Doell K.H., Dalrymple G.B., Cox A. 1966. Geomagnetic polarity epochs: Sierra Nevada, Data, 3. - J. Geophys. Res., vol. 71, N 2.
- McDougall J., Chamalaun F.H. 1966. Geomagnetic polarity scale of time. - Nature, vol. 212, N 1415.
- McDougall J., Wensink H. 1966. Paleomagnetism and geochronology of the Pliocene - Pleistocene lavas in Iceland. - Earth and Planetary Sci. Letters, vol. 1, N 4.
- Gorter E.W., Schulkes I.A. 1953. Reversal of spontaneous magnetization as a function of temperature in Li, Fe, Cr spinels. - Phys. Rev., vol. 90, N 30.

- Graham J.W. 1952. Note on the significance of inverse magnetization of rocks. – *Geophys. Res.*, vol. 57, N 4.
- Irving E. 1964. *Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems.* – New York.
- Ishikawa Y. 1958. An order–disorder transformation phenomenon in the solid solution series. – *J. Phys. Soc. Japan*, vol. 13, N 7.
- Ishikawa Y., Akimoto D. 1958. Magnetic property and crystal chemistry of ilmenite (FeTiO_3) and hematite (Fe_2O_3) system. – *J. Phys. Soc. Japan*, vol. 13, N 7.
- Kawai S., Kume S., Sasajama S. 1954. Magnetism of rock and solid phase transformation in ferromagnetic minerals. – *Proc. Japan Acad.*, vol. 30, N 7, 9.
- Nagata T. 1952. Reverse thermoremanent magnetism. – *Nature*, vol. 169, N 4304.
- Nagata T. 1953. Self–reversal of thermoremanent magnetization of igneous rocks. – *Nature*, vol. 172, N 4384.
- Nagata T., Akimoto S., Uyeda S. 1953. Origin of reverse thermoremanent magnetism of igneous rocks. – *Nature*, vol. 172, N 4379.
- Nagata T., Uyeda S. 1959. Exchange interaction as a cause of reverse thermoremanent magnetism. – *Nature*, vol. 184, N 4690.
- Nagata T., Uyeda S., Ozima M. 1957. Magnetic interaction between ferromagnetic minerals contained in rocks. – *Advances Phys.*, vol. 6, N 23.
- Neel L. 1948. Propriétés magnétiques des ferrites ferromagnétisme et antiferromagnétisme. – *Ann. phys.*, vol 3.
- Neel L. 1951. L'inversion de l'aimantation permanente des roches. – *Ann. geophys.*, vol. 7, N 2.
- Neel L. 1955. Some theoretical aspects of rocks magnetism. – *Advances Phys.*, vol. 4, N 14.
- Verhoogen J. 1956. Ionic ordering and self–reversal of magnetization in impure magnetites. – *Geophys. Res.*, vol.61, N 2.

О г л а в л е н и е

Введение		5
Глава I	Краткий геологический очерк исследуемых районов . Центральная часть Срединного хребта (верховья рек Крерук, Крюки, Половинная)	7 10 12
	Север Срединного хребта, Рекинникский район (по А.С. Арсанову и Е.М. Малаевой)	17
Глава II	Методика полевых и лабораторных работ	20
	Методика полевых работ	20
	Аппаратура и методика лабораторных исследований . .	21
Глава III	Результаты лабораторных исследований	24
	О величинах I_n , \mathcal{Q} и $I_{ГV}$ исследуемых пород	25
	Исследование образцов в переменном магнитном поле	27
	Исследование образцов в постоянном магнитном поле	33
	Терромагнитные исследования	36
	О термочистке I_n образцов лав	40
Глава IV.	Результаты палеомагнитных исследований	47
	Палеомагнитные исследования в центральной части Срединного хребта	47
	Палеомагнитные исследования в Рекинникском районе	52
	Палеомагнитные исследования в районе хребтов Тумрок и Гамчен	53
Заключение		61
Литература		63

C o n t e n t s

Introduction		5
Chapter I. A brief geological essay of the areas studied		7
	Central part of the Sredinny range (upper reaches of the Kreruk, Kryuki and Polovinnaya rivers)	10
	Tumrok and Gamchen ranges	12
	North of the Sredinny range, Rekinniki region (after A.S. Arsa- nov and E.M. Malaeva)	17

Chapter II. Methods of field and laboratory work	20
Methods of field work	20
Equipment and methods of laboratory studies	21
Chapter III. Results of laboratory studies	24
On values I_n , α and I_{rv} of the rocks studied	25
Study of samples in an alternating magnetic field	27
Study of samples in a direct magnetic field	33
Thermomagnetic studies	36
On thermal cleaning of I_n samples from lavas	40
Chapter IV. Results of paleomagnetic studies	47
Paleomagnetic studies in the central part of the Sredinny range	47
Paleomagnetic studies in the Rekinniki region	52
Paleomagnetic studies in the Tumrok and Gamchen ranges regions	53
Conclusion	61
Bibliography	63

Певэнер Михаил Абрамович

Палеомагнетизм и стратиграфия плиоцен-четвертичных
отложений Камчатки
(труды ГИН, вып. 235)

Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Л.С. Тапельзон
Художник И.Е. Сайко
Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 12/УП-72 г. Формат 70x108 1/16.
Усл. печ. л. 5,95. Уч.-изд.л. 5,9. Тираж 650 экз.
Т-08482. Бумага офсетная № 2. кама лошенная. Тип. зак. 1255.
Цена 59 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука". Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.

1-я типография издательства "Наука".
Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

