

Б. В. ГУСЕВ
В. В. МЕТАЛЛОВА
Ф. С. ФАЙНБЕРГ

М АГНЕТИЗМ ПОРОД
ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

НЕДРА 1967

Берез

ТРУДЫ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР

Том 152

Б. В. ГУСЕВ,
В. В. МЕТАЛЛОВА,
Ф. С. ФАЙНБЕРГ

МАГНЕТИЗМ ПОРОД
ТРАПШОВОЙ ФОРМАЦИИ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ



Издательство «НЕДРА»
Ленинградское отделение
Ленинград · 1967

Магнетизм пород трапповой формации западной части Сибирской платформы. Гусев Б. В., Металлова, В. В. Файнберг Ф. С. Л., Недра, 1967, 129 стр.

В работе изложены результаты исследования магнитных свойств и палеомагнетизма эффузивных и интрузивных пород трапповой формации, распространенных в западной части Сибирской платформы. На основании материалов по измерению магнитных параметров нескольких тысяч образцов, аэромагнитных данных, а также большого числа петрографических, минералогических, химических, рентгенометрических, термомагнитных и других анализов установлены основные закономерности магнетизма траппов. Выяснено, что различия в характере намагниченности траппов (восприимчивость, естественная остаточная намагниченность, стабильность, термомагнетизм и др.) обусловлены главным образом изменением их состава и возраста. В связи с этим произведено расчленение эффузивных и интрузивных траппов. Для базальтовых лав северной части Тунгусской синеклизы отмечено закономерное возрастание магнитности с запада на восток, которое связывается с последовательным развитием вулканической деятельности в этом же направлении. Наиболее молодыми эффузивными образованиями, относимыми по палеомагнитным данным к среднему отделу триасовой системы, являются базальты коготокской свиты и щелочно-ультраосновные лавы Маймеча-Котуйского района. Интрузивные траппы подразделены на четыре группы, отличающиеся по составу и намагниченности. Среди этих групп четко выделяются дифференцированные интрузии норильского типа, несущие сульфидное медно-никелевое оруденение. Полученная схема расчленения эффузивных и интрузивных траппов отличается от существующих схем, построенных только по геологическим данным. Таблиц 17, рисунков 55, библиографии 57.

Под ред. канд. геол.-минер. наук Н. Н. Михайлова

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Принятые обозначения	4
Введение	5
Г л а в а I. Геологическое положение траппов западной части Сибирской платформы	7
Пермская система	8
Триасовая система	9
Г л а в а II. Магнитные свойства эффузивных пород трапповой формации и щелочно-ультраосновного комплекса	13
Объекты и методика исследований	—
Происхождение намагниченности эффузивных пород	15
Намагниченность эффузивных пород в связи с их составом и структурными особенностями	18
Характер намагниченности базальтовых покровов	22
Аномальная намагниченность базальтов	24
Намагниченность пирокластических пород	27
О причинах обратной магнитной полярности эффузивных пород траппового комплекса	28
Общие закономерности намагниченности эффузивных пород северной части Тунгусской синеклизы	30
Общие закономерности намагниченности эффузивных пород Маймеча-Котуйской провинции	35
Г л а в а III. Магнитные свойства и состав интрузивных траппов западной части Сибирской платформы	42
Методика лабораторных исследований магнитных свойств пород и ферромагнетиков	43
Характеристика состава интрузивных траппов различных магнитных групп	45
Виды намагниченности интрузивных траппов	52
Характеристика интрузивных траппов отрицательной магнитной полярности (I группа)	56
Характеристика траппов недифференцированных интрузий положительной полярности (II группа)	62
Характеристика титан-авгитовых диабазов (III группа)	66
Характеристика габбро-диабазов дифференцированных интрузий норильского типа (IV группа)	68
Г л а в а IV. Геологические результаты изучения магнетизма пород трапповой формации	72
Расчленение эффузивных пород трапповой формации и последовательность их образования	—
Расчленение трапповых интрузий	76
О взаимоотношении интрузивных и эффузивных образований трапповой формации	77
О положении древнего магнитного полюса по данным изучения пород трапповой формации	78
Заключение	81
Литература	83

ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- κ — магнитная восприимчивость в магнитном поле 0,6 э;
 J_n — естественная остаточная намагниченность;
 J_i — индуктивная намагниченность в магнитном поле 0,6 э;
 J — индуктивная намагниченность;
 J_{rt} — термоостаточная намагниченность;
 J_{rv} — вязкая намагниченность;
 J_{rpt} — частичная термоостаточная намагниченность;
 J_s — намагниченность насыщения;
 T_K — температура Кюри;
 H — переменное магнитное поле;
 $Q = J_n : J_i$;
 A — азимут вектора J_n ;
 i — наклонение вектора J_n ;
 α — радиус круга сходимости для вероятности $p = 0,95$.

В работе употребляется система единиц СГС. Соотношение магнитных единиц в системах СГС и МКСА указано ниже.

Обозначение величины	Наименование величины	Наименование единиц		Переводной множитель $\lambda \left(\frac{\text{МКСА}}{\text{СГС}} \right)$
		в системе СГС	в системе МКСА	
H	Напряженность магнитного поля	эрстед (э)	ампер на метр (а/м)	$(4\pi) \cdot 10^{-3}$
J	Намагниченность	—	ампер на метр (а/м)	$(4\pi)^{-1} \cdot 10^4$
κ	Магнитная восприимчивость	—	—	$(4\pi)^{-2} \cdot 10^7$

ВВЕДЕНИЕ

Среди магматических образований, развитых на территории Сибирской платформы, наиболее широко распространены породы траптовой формации. С этими породами генетически и пространственно связаны месторождения меди, никеля, кобальта, железа, исландского шпата, графита и других полезных ископаемых. Всестороннее изучение траптового магматизма является необходимым условием для выявления закономерностей размещения различных месторождений и, следовательно, для их правильного прогнозирования и поисков. Среди многих проблем, возникающих при изучении траптов, одной из важнейших является проблема их возрастного и петрографического расчленения. «До тех пор, пока не будут выделены территориальные магматические комплексы, — отмечает М. Н. Годлевский, — металлогения платформы не будет понята» [Годлевский, 1961].

Начало систематическому изучению траптов положено в 1931—1936 гг. работами Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, Г. Г. Моора, С. В. Обручева, В. С. Соболева, Н. Н. Урванцева и др. Позднее, с 1936 г., в региональных геологических исследованиях на территории развития траптового магматизма участвовали А. А. Волосатов, Г. Г. Моор, Л. И. Скропышев, Б. В. Ткаченко и др. Большое значение имели работы по изучению полезных ископаемых, связанных с траптами (В. С. Домарев, В. К. Котульский, Г. Д. Маслов, Г. Г. Моор, Н. Н. Урванцев, Ю. М. Шейнман и др.).

В 1946 г. были начаты планомерные работы по геологическому картированию и поискам полезных ископаемых на территории западной части Сибирской платформы. В связи с этим изучение траптового магматизма приобрело особенно важное значение. В период с 1946 по 1965 гг. общими вопросами петрологии и расчленения пород траптовой формации занимались многие научно-исследовательские институты и производственные геологические организации. Большой интерес представляют работы Е. Л. Бутаковой, В. А. Вакара, Э. Л. Варанда, М. Н. Годлевского, И. М. Коровякова, А. П. Лебедева, М. Л. Лурье, В. Л. Масайтиса, Г. Д. Маслова, А. А. Межвилка, Г. Г. Моора, Л. А. Полуниной, Я. И. Полькина, Е. Н. Сухановой, Н. Н. Урванцева и многих других исследователей.

Геологическое изучение траптов сопровождалось наземными и воздушными магнитными съемками. До 1954 г. преобладали наземные съемки, выполнявшиеся на отдельных участках с поисковыми целями. В процессе этих работ были получены первые сведения о магнитных свойствах пород траптовой формации (Л. Д. Берсудский, Г. Ф. Велиходский, Т. Н. Сироткина, В. И. Яскевич и др.).

С 1954 г. в западной части Сибирской платформы проводятся региональные и детальные аэромагнитные съемки (Западный геофизический трест, Красноярское геологическое управление, Институт геологии Арктики). Для геологической интерпретации получаемых материалов было необходимо систематическое изучение магнитных свойств траптовых образований. Интерес к изучению намагниченности эффузивных и интрузивных пород траптовой формации повысился также в связи с интенсивным развитием палеомагнитного метода.

Первые сведения о направлении намагниченности траптов получены А. Г. Комаровым [1957], З. В. Макаровой [1959], М. И. Элисманом (1958 г.) и А. А. Смеловым [1958]. Более детальное изучение палеомагнетизма траптов восточной окраины Сибирской платформы проведено Д. И. Саврасовым [Саврасов, Камышева, 1963] и В. Ф. Давыдовым [1965].

Начиная с 1958 г. нами проводилось изучение магнетизма и палеомагнетизма траптов западной части Сибирской платформы. Исследованиями были охвачены интрузивные и эффузивные образования траптовой формации и связанные с ними территориально породы щелочно-ультраосновного состава, распространенные в пределах Приенисейской части платформы Тунгусской синеклизы и Маймеча-Котуйской провинции.

Эффузивные породы изучались Б. В. Гусевым (Институт геологии Арктики), интрузивные трапты — Ф. С. Файнбергом (Красноярское геологическое управление); лабораторные исследования магнитных свойств интрузивных траптов выполнены В. В. Металловой (Ленинградский университет).

Главы I, II и первый раздел главы IV написаны Б. В. Гусевым; второй раздел главы IV — Ф. С. Файнбергом; глава III — Ф. С. Файнбергом и В. В. Металловой. Остальные разделы написаны совместно Б. В. Гусевым и Ф. С. Файнбергом.

В полевых лабораторных исследованиях вместе с авторами принимали участие Н. Н. Дашкевич, Б. А. Жураковский, И. Г. Золотов, Т. А. Иванова, С. М. Ларин, Э. Н. Линд, Э. М. Литвинов, И. М. Лялина, А. Л. Пискарев, З. Н. Файнберг, Л. И. Чайка, В. П. Шабанов. Постоянную методическую помощь оказывали Э. Л. Варанд, Л. С. Егоров, Р. М. Завацкая, А. И. Иванов, М. З. Комарова, В. А. Люлько, Г. Д. Маслов, Я. И. Полькин, Г. С. Стародубов, Ю. И. Томановская, Л. К. Цывьян.

Глава I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ТРАППОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ *

В конце палеозойской и начале мезозойской эры на территории западной части Сибирской платформы образовался комплекс эффузивных и интрузивных пород основного состава, объединяемых в формацию сибирских траппов. Наиболее широко эти породы распространены в пределах Тунгусской синеклизы и обрамляющих ее районов. Наряду с типичными породами формации (базальтами и долеритами) в зоне сочленения Тунгусской синеклизы с Анабарской антеклизой развиты своеобразные эффузивные и интрузивные породы щелочно-ультраосновного состава, которые пространственно и, по мнению Г. Г. Моора, К. М. Шихориной и др., генетически связаны с трапповой формацией.

Специфические особенности траппового магматизма в северо-западной части Сибирской платформы обусловлены своеобразием тектонической обстановки этой территории. Основными структурными элементами здесь являются западный склон Анабарской антеклизы, Тунгусская синеклиза и Приенисейская зона краевых поднятий и впадин.

Западный склон Анабарской антеклизы охватывает бассейны средних и нижних течений рек Котуя и Маймечи и выделяется обычно в качестве самостоятельной геоструктурной единицы третьего порядка под названием Маймеча-Котуйской моноклинали. Для нее характерно выдержанное пологое падение синийских, палеозойских, нижнемезозойских осадочных и вулканогенных толщ, обусловленное положением области на западном склоне Анабарской антеклизы, начало образования которой относится к концу синия.

На западе Маймеча-Котуйская моноклираль смыкается с Тунгусской синеклизой. В пределы рассматриваемой территории синеклиза входит своей северной частью, охватывая обширные районы бассейнов верхних течений рек Котуя, Аяна и Курейки.

Начало формирования Тунгусской синеклизы относится к среднему карбону. Нижние горизонты синеклизы, выходы которых наблюдаются только по ее окраинам, представлены континентальными отложениями верхнего палеозоя, а верхние — вулканогенным трапповым комплексом пермотриасового возраста. Амплитуда прогибания синеклизы в центральной ее части оценивается в 2700 м. В настоящее время территория Тунгусской синеклизы представляет собой глубоко расчлененное лавовое плато с максимальными высотами до 1700 м и относительными превышениями до 1000 м.

Граничащая с западной окраиной синеклизы Приенисейская зона краевых поднятий и впадин, охватывающая преимущественно правобережье р. Енисей, имеет сложное строение. Эта зона характеризуется чередованием линейно вытянутых прерывистых структур платформенного типа, сложенных породами от синийского до триасового возраста включительно. Непосредственно к Тунгусской синеклизе примыкает система валов

* При составлении главы использованы главным образом материалы Я. И. Полькина.

субмеридионального (на западе) и субширотного (на севере) простирания. Эти валы отделяют синеклизу от Енисейско-Хатангского прогиба, в котором выявлены Норильско-Вологодчанская, Хараелахско-Иконская, Большеавамская, Боярская и Дельканская впадины. Верхние горизонты перечисленных впадин сложены вулканогенными трапповыми образованиями пермо-триаса.

Сложность тектонической обстановки рассматриваемой зоны объясняется принадлежностью ее к допалеозойскому Нижне-Енисейскому авлакогенному прогибу. В верхнепалеозойский этап активизации древней Сибирской платформы зона авлакогенного прогиба характеризовалась повышенной мобильностью, что и обусловило специфику структуры ее осадочного чехла.

В пределах северо-западной части Сибирской платформы широко развиты разрывные нарушения. Наибольшее значение имеют Енисейская и Таймыро-Байкальская зоны региональных нарушений допалеозойского заложения, с которыми связано развитие авлакогенных прогибов. В верхнем палеозое наблюдалось оживление этих зон региональных нарушений. К этому же времени относится возникновение субширотной системы региональных разломов, связанных с развитием Таймырской складчатой области. Совокупность указанных систем тектонических нарушений и обусловила строение осадочного чехла платформы, а также эффузивную и интрузивную деятельность [Вакар и др., 1958].

В стратиграфическом разрезе северо-западной части Сибирской платформы наблюдаются отложения от протерозойского до четвертичного возраста. Протерозойские и нижне- и среднепалеозойские отложения (синий, кембрий, ордовик, силур, девон и нижний карбон), представленные в основном морскими карбонатными осадками и в меньшей степени различными песчаниками и алевритами, широко распространены на западном склоне Анабарской антеклизы и на правом берегу р. Енисей, в Игарском и Норильском районах. Суммарная мощность этих отложений в Игарском районе достигает 7000 м, а в Маймеча-Котуйском — 6000 м.

Верхнепалеозойские отложения представлены преимущественно континентальными терригенными породами. Мощность этих пород на западном склоне Анабарской антеклизы достигает 400 м, а в Игарском районе — 1000 м.

Терригенные отложения перекрыты мощной толщей вулканогенных образований, среди которых по палеонтологическим остаткам, найденным в туффитовых горизонтах, выделены породы верхнего отдела пермской системы, нижнего и среднего (?) отделов триасовой системы. Отложения мезозоя и четвертичной системы, широко распространенные в Лено-Енисейском прогибе, представляют для нас интерес лишь как образования, которые ограничивают верхний возрастной предел (юра) изверженных пород, и поэтому в дальнейшем не рассматриваются. При стратиграфическом описании вулканогенных образований траппового комплекса использована схема расчленения вулканогенной толщи, разработанная для северной части Сибирской платформы Я. И. Полькиным, Е. Л. Бутаковой и другими геологами Института геологии Арктики.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Среди верхнепермских образований по литолого-петрографическим особенностям выделены ергалахская и ее возрастные аналоги — авамская и потокойская вулканогенные свиты.

Ергалахская свита мощностью от 20 до 180 м распространена на участках Норильского и Хараелахского плато. На юге, в районе оз. Кета, свита выклинивается. Она сложена пачками туффитов, туффов и редкими покровами либо трахибазальтов, либо базальтов.

Авамская свита, сложенная туфами, туфопесчаниками, туффитами и единичными покровами базальтов, распространена в междуречье Горбиачина—Северная. Мощность свиты уменьшается в северном направлении от 216 до 57 м.

Потокойская свита, выделенная А. И. Ивановым в низовьях р. Котуя, сложена полимиктовыми песчаниками, аргиллитами, а в верхней части — туффитами и покровами авгититов, лимбургитов и других щелочных пород. Мощность всей свиты 170 м, вулканогенной толщи — 100 м.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Среди вулканогенных образований триасового возраста резко преобладают эффузивные траппы. Пирокластические и вулканомиктовые породы имеют подчиненное значение. По палеонтологическим данным выделены образования нижнего и среднего (?) отделов триасовой системы.

В комплексе вулканогенных пород нижнего отдела триасовой системы по литолого-петрографическим особенностям пород и наличию региональных перерывов выделены снизу вверх: сыверминская, хаканчанская, логанчинская, надеждинская свиты, аянская свита и ее аналоги (моронговская, двурогинская и коготокская свиты), хонна-макитская свита и ее аналоги (юряхская, мокулаевская и дельканская свиты). В бассейне рек Хеты, Маймечи и Котуя возрастными аналогами сыверминской, хаканчанской, логанчинской и надеждинской свит являются правобоярская и арыджангская свиты.

Сыверминская свита распространена только на северо-западной окраине платформы от Норильского и Хараелахского плато на севере до широты р. Горбиачина на юге. Свита сложена преимущественно покровами измененных базальтов, в основании свиты местами отмечены единичные покровы андезито-базальтов, а в верхней части — пикритовых базальтов. Мощность свиты уменьшается в южном направлении от 430 до 80 м.

Хаканчанская свита залегает со слабым размывом на сыверминской в районах севернее р. Горбиачина. В разрезе свиты преобладают разнообразные туфобрекчии, туфы, туффиты. Базальтовые покровы редки. В районе Норильского и Хараелахского плато мощность свиты 15—20 м, а на участке оз. Хантайского — 250 м.

Логанчинская свита залегает без перерыва на хаканчанской в районе Норильского и Хараелахского плато, а также на участках западных окраин оз. Лама, Кета и Хантайского. Восточнее она выпадает из разреза. Свита сложена однообразными базальтовыми покровами, общая мощность которых колеблется от 27 до 107 м.

Надеждинская свита залегает с перерывом на трех нижележащих свитах. Свита прослежена от Норильского и Хараелахского плато на севере до бассейна р. Северной на юге. В ее разрезе развиты преимущественно покровы базальтов с различной структурой, включающие редкие линзы туфов и туффитов. Мощность надеждинской свиты уменьшается с севера на юг от 550 до 300 м.

Правобоярская свита развита на восточной окраине Тунгусской синеклизы. Породы свиты представлены преимущественно туфами, туфобрекчиями основного состава, туффитами, песчаниками, глинистыми сланцами. Покровы базальтов очень редки. Максимальная мощность свиты отмечена в бассейне р. Правой Боярки (400 м), а минимальная — в истоках р. Маймечи (30—50 м).

Арыджангская свита распространена только в бассейне нижнего течения р. Котуя, где она залегает с перерывом на верхне- и нижнепермских отложениях. Свита сложена лавовыми покровами щелочных базальтоидов: нефелиновых базальтов, лимбургитов, авгититов, мелилитовых базальтов, пикритов и горизонтами туфов такого же состава. Мощность свиты превышает 300 м.

Аянская свита широко распространена в бассейне рек Котуя, Хеты, Курейки и Хантайки. Она залегает без видимого несогласия на надеждинской свите в западных районах и на правобоярской свите в восточных. Покровы базальтов с различной структурой составляют 90—95% всего разреза свиты, остальной объем занимают пирокластические породы. Мощность свиты колеблется от 150 до 520 м.

Моронговская свита развита на участке Норильского плато и является фаціальным аналогом аянской. В отличие от последней, она сложена преимущественно пирокластическими породами и туффитами. Базальтовые покровы занимают 30—50% объема свиты. Мощность ее 315 м.

Двурогинская свита развита в междуречье Северной и Горбиачина. Она сложена пирокластическими породами с редкими покровами базальтов. Мощность свиты 150—300 м.

Коготокская свита распространена в бассейне нижних течений рек Котуя, Маймечи и Большой Романихи. Западнее р. Большой Романихи коготокская свита фаціально замещается аянской. Сложена она покровами базальтов с редкими маломощными прослоями красно-бурых и темно-серых туфов. В верхней части разреза встречены единичные покровы трахибазальтов. Мощность свиты 300—500 м.

Хонна-макитская свита широко распространена в бассейнах верхних течений рек Хеты, Котуя, Курейки и Хантайки, где она залегает без видимого несогласия на аянской свите. В разрезе свиты преобладают покровы базальтов с различной структурой. Мощность хонна-макитской свиты 300—350 м.

Юряхская свита является фаціальным аналогом нижней части хонна-макитской свиты и распространена на участках оз. Хета, Хантайского и Дюпкун. Она сложена серией покровов анортотлазовых трахибазальтов общей мощностью 86—180 м.

Мокулаевская свита является фаціальным аналогом хонна-макитской и распространена в районе оз. Лама, Норильского и Хараелахского плато. Мощность пачки базальтовых покровов свиты колеблется от 300 до 520 м.

Дельканская свита, развитая на участке левобережья низовьев р. Маймечи, считается возрастным аналогом хонна-макитской свиты. Она имеет пестрый состав пород, среди которых преобладают покровы щелочных базальтоидов. В нижних частях свиты залегают преимущественно покровы авгититов, лимбургитов, андезитов, нефелиновых базальтов и пикритов. В верхней части разреза преобладают трахибазальты. Мощность свиты оценивается в 1000—1300 м.

В комплексе вулканогенных пород среднего (?) отдела триасовой системы выделены снизу вверх: неракарская, кумгинская и самоедская свиты базальтов. В бассейне нижнего течения р. Маймечи возрастным аналогом этих образований является толща меймечитов маймечинской свиты.

Неракарская свита широко развита в бассейнах верхних течений рек Аяна, Котуя, Курейки и Хантайки, где без видимого несогласия она залегает на хонна-макитской свите. Свита сложена покровами базальтов с редкими прослоями туфов. Мощность ее 380—520 м.

Кумгинская свита распространена только на плато Хараелах. Она сложена базальтовыми покровами общей мощностью 160—360 м. В центральной части плато Путорана аналогом кумгинской свиты является негуиконская свита базальтов мощностью более 80 м. Негуиконская свита завершает разрез вулканогенного комплекса в центральной части Тунгусской синеклизы.

Самоедская свита распространена только в районе Хараелахского плато, где она венчает разрез эффузивных траппов. Свита сложена базальтовыми покровами. Видимая мощность ее 500 м.

Маймечинская свита распространена только в низовьях р. Маймечи, где она без видимого несогласия перекрывает породы дельканской свиты. Свита сложена эффузивными породами ультраосновного состава (мейме-

читы). Среди покровов меймечитов в разрезе нередки горизонты и линзы туфов меймечитового состава. Мощность свиты оценивается в 1000 м.

Интрузивные породы трапшовой формации широко распространены в районах обрамления Тунгусской синеклизы. В стратиграфическом разрезе интрузивные траппы распределены неравномерно. Наибольшее количество пластовых интрузий приурочено к отложениям девона и пермокарбона. Интрузивные траппы генетически тесно связаны с основными эффузивами и относятся к единому пермо-триасовому тектоно-магматическому циклу. В Маймеча-Котуйской провинции, наряду с интрузиями трапшовой состава, развит также сложный комплекс щелочно-ультраосновных пород.

Расчленение интрузивных образований рассматриваемой территории до сих пор представляется трудной задачей, и у исследователей региона по этому вопросу нет единой точки зрения. Наиболее обоснованными являются представления Е. Л. Бутаковой и Л. С. Егорова [1962], изучавших интрузии Маймеча-Котуйской провинции, и М. Л. Лурье, В. Л. Масайтиса и Л. А. Полуниной [1962], исследовавших интрузивные образования западных окраин Сибирской платформы.

В формировании интрузивных комплексов этими исследователями намечено несколько интрузивных фаз, связанных с фазами вулканической деятельности. Количество таких фаз неодинаково для разных районов. При этом для отдельных интрузивных фаз устанавливаются интрузивные комплексы пород, различающиеся по составу и степени дифференциации.

Первая, наиболее ранняя фаза, относящаяся к концу позднепермской эпохи, представлена силлами трахидолеритов и титан-авгитовых долеритов (ергалахский комплекс). Интрузии этого комплекса установлены только на западной окраине платформы и генетически связаны с ергалахской свитой.

Вторая фаза охватывает время образования сыверминской, хаканчанской и логанчинской свит раннетриасового возраста и их аналогов. На западной окраине платформы с этой фазой связано внедрение даек и пологосекущих интрузий субщелочных долеритов и габбро-долеритов (чалышевский, летнинский, тымерский комплексы), а в районе нижнего течения р. Котуя — даек и силлов меланократовых нефелиновых долеритов.

Третья фаза интрузивной деятельности характеризуется внедрением даек, силлов, пологосекущих тел и реже штоков и конических интрузий долеритов на всей северо-западной части Сибирской платформы (катангский, ангарский, амовский, ногинский комплексы). Интрузии этой фазы составляют подавляющую массу интрузивных траппов в рассматриваемом регионе.

Четвертая фаза в пределах западной части платформы характеризует послееффузивный этап интрузивной деятельности, с которым связано внедрение серии дифференцированных интрузий габбро-долеритов порильского, кузьмовского и тычанского комплексов, несущих сульфидное медно-никелевое оруденение.

Пятой фазой завершается интрузивная деятельность на западной окраине Сибирской платформы. Она характеризуется внедрением силлов, даек, штоков и неправильной формы тел микродолеритов, долеритов и габбро-долеритов, туринского и агатского комплексов.

В Маймеча-Котуйском районе в четвертую фазу происходило образование даек и силлов трахидолеритов и щелочно-ультраосновных пород, генетически связанных с формированием дельканской свиты, а в пятую фазу — даек ультраосновных пород, соответствующих меймечитовой эффузивной толще.

Послеэффузивный этап интрузивной деятельности в Маймеча-Котуйской провинции характеризуется внедрением многофазных интрузий

щелочно-ультраосновных пород, среди которых наиболее крупными являются Гулинский плутон и интрузии Одихинча, Маган, Кугда, Бор-Урях и др. Отмечено последовательное внедрение оливинитов (шестая фаза), пироксенитов, перидотитов и мелилитсодержащих пород (седьмая фаза), ийолит-мельтейгитов (восьмая фаза), щелочных и нефелиновых сиенитов (девятая фаза) и карбонатитов (десятая фаза). Завершение интрузивной деятельности в Маймеча-Котуйской провинции связано с внедрением даек и трубок кимберлитов.

Верхний возрастной предел магматической деятельности на северо-западе Сибирской платформы, по-видимому, не выходит за рамки триаса. Об этом свидетельствует факт, что породы северной окраины Гулинского плутона перекрыты юрскими отложениями, не несущими следов контактового воздействия, а эффузивные свиты прорываются этим плутоном.

Глава II. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ И ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КОМПЛЕКСА

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение магнитных свойств эффузивных пород северо-западной части Сибирской платформы с целью использования этих физических параметров для расчленения и корреляции вулканогенных толщ продолжалось с 1958 до 1965 г. За этот период тематическими отрядами Института геологии Арктики было отобрано несколько тысяч ориентированных образцов горных пород, слагающих эффузивные толщи в Норильском районе, северной части Тунгусской синеклизы и Маймеча-Котуйской провинции. Выбор участков для сбора фактических материалов производился так, чтобы изучить все выделенные при геологической съемке подразделения и свиты эффузивных пород на возможно большей территории.

Исследованиями были охвачены: 1) эффузивная толща траппов Норильского района; 2) эффузивные траппы в районах оз. Хантайского, Лама и среднего течения р. Курейки на западной окраине Тунгусской синеклизы; 3) эффузивные траппы в районах верхнего течения р. Котуя, бассейна рек Аяна и Аякли и верхнего и среднего течения р. Правой Боярки на восточной окраине синеклизы; 4) участок среднего течения р. Большой Романихи в пределах площади распространения базальтов и щелочных лав; 5) участок нижнего течения р. Маймечи в интервале развития базальтов, щелочных базальтоидов и меймечитов; 6) участок развития щелочных лав и базальтов в низовьях р. Котуя (рис. 1).

Изучено свыше 50 разрезов эффузивных пород мощностью от 100 до 1200 м. Из каждого покрова в разрезах, в зависимости от его мощности, отбиралось от двух до двадцати образцов. Ориентировка последних осуществлялась с помощью буссоли с погрешностью не более 5°.

Кроме специально отобранных образцов, изучены также коллекции ориентированных образцов Я. И. Полькина (оз. Аян), В. А. Марковского (оз. Собачье), Н. И. Нагайцевой (северный берег оз. Хантайского) и Е. Н. Беспалой (оз. Кумга).

Магнитные характеристики пород (κ , J_n , Q , A , i) определялись с помощью магнитометра М-14Ф и астатического магнитометра АМ-1 конструкции Б. М. Яновского [1963]. Среднеквадратичные погрешности δ определения κ и J_n для разных магнитных классов образцов получены по данным контрольных измерений на разных магнитометрах и приведены в табл. 1.



Рис. 1. Маршруты исследований (пунктирные линии).

Погрешность	Классы					
	$(0-0,1) \cdot 10^{-3}$		$(0,1-1) \cdot 10^{-3}$		$(1-10) \cdot 10^{-3}$	
	n	δ	n	δ	n	δ
δ_{κ}	35	0,006	98	0,056	114	0,43
δ_{J_n}	32	0,006	84	0,072	126	0,29

Для большинства образцов магнитная восприимчивость измерена также на измерителе магнитной восприимчивости ИМВ-2. Сравнение восприимчивости, измеренной на магнитометрах κ и приборе ИМВ-2 κ_1 , приведено на рис. 2.

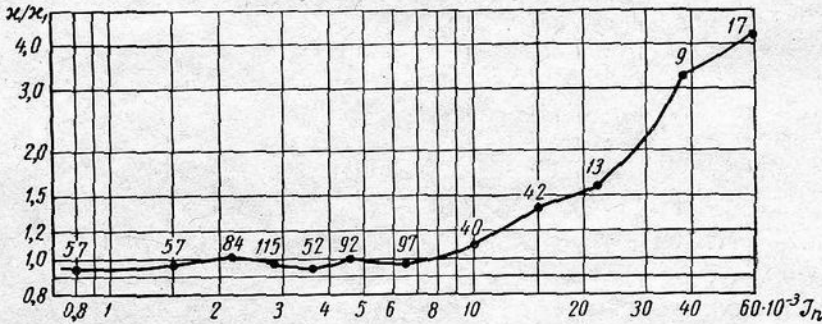


Рис. 2. Зависимость между κ/κ_1 и J_n . Цифры над кривой — количество осредненных образцов,

При величинах J_n , меньших $10 \cdot 10^{-3}$ СГС, значения κ и κ_1 близки между собой. При больших величинах J_n магнитная восприимчивость, вычисленная по результатам измерения на магнитометрах, существенно превышает истинную магнитную восприимчивость пород, что объясняется возрастающим влиянием размагничивающего фактора в сильно магнитных образцах [Логачев, 1962]. В связи с этим для образцов с высокими значениями J_n за величину магнитной восприимчивости принималась величина κ_1 .

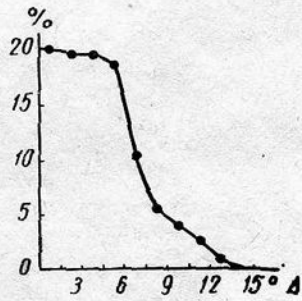


Рис. 3. Погрешности измерения Δ направления векторов J_n .

Погрешности измерения направлений векторов J_n , полученные по результатам контрольных наблюдений на разных магнитометрах, иллюстрируются рис. 3, где по оси абсцисс отложены отклонения вектора J_n от его среднего положения в градусах.

Для изучения магнитной стабильности эффузивных пород применялись известные полевые и лабораторные методы. Из полевых методов наиболее широко применялся метод «галек», разработанный Дж. Грэхэмом [Graham, 1949]. Так, для характеристики магнитной стабильности базальтов было изучено около 450 образцов галек из разновозрастных террас и юрских конгломератов, а также вулканических бомб из туфогенных горизонтов, залегающих в базальтовой толще. В лабораторных условиях стабильность естественной остаточной намагниченности исследовалась в переменном магнитном поле с убывающей до нуля амплитудой.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ НАМАГНИЧЕННОСТИ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Магнитные свойства эффузивных пород обусловлены ферромагнитными минералами, среди которых главными являются магнетит и титаномагнетит (рудный минерал).

В базальтах рудный минерал присутствует в кристаллической фазе и мезостазисе. В кристаллической фазе, составляющей 30—80% общего объема породы и представленной плагиоклазом, моноклинным пироксеном и реже оливином, рудный минерал чаще имеет вид мелких изометрических зерен диаметром 0,01—0,1 мм и составляет 3—15% всей фазы. В мезостатической фазе тончайшие выделения рудного минерала встречаются вместе с мелкими чешуйками хлорита или боулингита.

В эффузивных породах из группы щелочных базальтоидов рудный минерал обычно присутствует только в основной массе породы, состоящей из тонких зерен авгита, оливина и мелилита. Он представлен магнетитом и титаномагнетитом с размером зерен 0,2—0,4 мм в поперечнике и составляет 8—15% общего объема породы. Нередко в магнетите отмечаются мелкие неправильные включения ильменита, образовавшегося, по-видимому, при распаде твердого раствора титаномагнетита. Порфиновые выделения в этих породах представлены авгитом (авгититы), оливином (либургиты), калиевым полевым шпатом (трахиты) или нефелином (нефелиновые базальты) и не влияют заметным образом на намагниченность пород.

Лучшее представление о характере магнитного минерала в эффузивных породах дают химические и рентгенометрические анализы фракций, выделенных из породы магнитной сепарацией. Для главных эффузивных пород севера Сибирской платформы данные этих анализов приведены в табл. 2. Точный химический состав магнитных минералов из-за тончайших сростков рудных и нерудных зерен определить не удастся. Большое количество кремнезема и глинозема, очевидно, свидетельствует о присутствии силикатных минералов. Однако ясно, что магнитные минералы представлены минералами со шпинельной структурой. Это магнетиты и титаномагнетиты, которые в щелочных базальтоидах и особенно в ультраосновных меймечитах сильно обогащены магнием. В магнетитах из базальтов количество магния невелико.

Таблица 2

Химический состав и параметры решеток магнитных минералов в эффузивных породах, вес. %

Компоненты	Базальт коготокской свиты (обр. г-373)	Нефелиновый базальт арылкантской свиты (обр. д-36)	Авгититы дельканской свиты		Меймечит (обр. г-111)
			обр. 29-е	обр. 29-м	
SiO ₂	4,47	4,41	12,53	10,19	11,61
TiO ₂	7,82	14,91	19,44	19,67	8,55
Al ₂ O ₃	4,45	3,18	7,22	6,35	Следы
Fe ₂ O ₃	52,18	45,86	16,52	18,63	36,03
FeO	27,94	24,65	34,45	36,24	22,10
MgO	0,94	3,58	4,02	5,12	10,85
CaO	2,13	1,43	—	—	1,46
MnO	0,38	0,94	—	—	—
П. п. п.	0,24	—	—	—	—
Сумма . . .	100,55	98,96	94,18	96,20	90,60
Постоянная решетки a, Å . .	—	8,415±0,003	8,383±0,002	8,417±0,002	8,416±0,003

Примечание. Анализы выполнены в лабораториях Института геологии Арктики. Аналитики А. З. Шпидлер и Н. В. Марголис.

При изучении намагниченности эффузивных пород особенно важно выяснить характер естественной остаточной намагниченности, образование которой связано с генезисом пород. В большинстве исследованных пород главную роль играют термоостаточная J_{rt} и вязкая J_{rv} намагниченность.

Термоостаточная намагниченность. Развитие J_{rt} в лавах связано с охлаждением излившихся пород от температуры Кюри T_K в магнитном поле Земли. Многочисленные исследования свидетельствуют о высокой стабильности J_{rt} по сравнению с другими видами намагниченности [Петрова, 1957]. На присутствие J_{rt} в неизмененных эффузивных породах указывают в первую очередь большие значения параметра Q и, кроме того, закономерное отклонение векторов J_n от направления современного магнитного поля Земли.

В базальтах Тунгусской синеклизы величина J_n составляет лишь часть приобретенной при излиянии покровов первоначальной J_{rt} . Этот вывод обоснован экспериментальными данными.

Для 71 образца трапхов были определены величины термоостаточной намагниченности, приобретаемой образцами при их охлаждении от T_K до комнатной температуры в магнитном поле $H = 0,6$ э. Зависимость отношения J_{rt}/J_n от величины Q (рис. 4) свидетельствует о том, что чем больше Q , тем большая часть первичной намагниченности сохранилась в породе к настоящему времени.

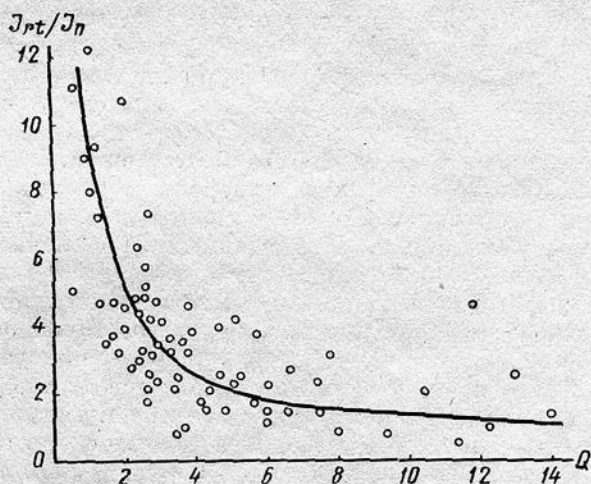


Рис. 4. Зависимость между J_{rt}/J_n и Q в базальтах Тунгусской синеклизы.

Приблизительная оценка термоостаточной составляющей в общей намагниченности породы может быть произведена при размагничивании образцов переменным магнитным полем. Если принять, что нестабильная вязкая намагниченность полностью разрушается при $\dot{H} = 150$ э, то оставшаяся после этого намагниченность может быть отнесена к намагниченности термоостаточного происхождения. Наблюдения показывают, что в базальтах она составляет в среднем 40–60, а в щелочных базальтоидах — 10–20% от величины J_n .

Термомангнитные анализы свидетельствуют о том, что в базальтах Тунгусской синеклизы точка Кюри в основном меняется от 520 до 595° С. Более низкое значение этой температуры по сравнению с T_K магнетита обусловлено, очевидно, присутствием титана в магнитных минералах [Нагата, 1965]. Точка Кюри в щелочных и ультраосновных эффузивных породах меняет свое значение в больших пределах. В меймечитах, например, она может снизиться до 300° С, а в авгититах и лимбургитах колеблется от 450 до 595° С. Существенную роль при этом, по-видимому, играет повышенное содержание не только титана, но и магния (табл. 2).

Вязкая намагниченность. Вязкая намагниченность представляет собой намагниченность, возникающую в породе под воздействием магнитного поля Земли в течение длительного промежутка времени [Шолло, 1961]. В базальтах J_{rv} присутствует постоянно. Ее главными отличительными признаками являются низкая стабильность и совпадение по направлению с современным геомагнитным полем. В среднем величина J_{rv} в базаль-

тах составляет 30—50% от величины J_n , а в лавах щелочного состава достигает 80%.

До настоящего времени закономерности роста J_{rv} изучались лишь в лабораторных масштабах времени [Шолпо, 1961]. Для базальтов Сибирской платформы была проведена оценка роста J_{rv} в течение значительного промежутка времени, измеряемого геологическими эпохами.

Для количественной оценки роста J_{rv} базальтов во времени использовались статистические методы исследований. Изучению подвергались базальтовые гальки разновозрастных современных террас и юрских конгломератов, а также вулканические бомбы в базальтовых туфах (табл. 3). Правильность оценки J_{rv} гальки речных отложений и конгломератов определяется тем, что после окончательного формирования террас или горизонтов конгломератов среднее направление намагниченности статистически достаточного количества галек может быть обусловлено только возникновением J_{rv} под воздействием магнитного поля Земли. Величина J_{rv} , вычисляемая по геометрической сумме R нормализованных векторов J_n , зависит при этом от времени воздействия на породы магнитного поля Земли. Аналогичное заключение справедливо и для вулканических бомб.

Таблица 3

Результаты изучения вязкой намагниченности в базальтовых гальках и вулканических бомбах

Объект исследования	Возраст, лет	Район	Количество образцов	$K \cdot 10^3$ СГС	$J_n \cdot 10^3$ СГС	A°	i°	Δ°	$J_{rv}/J_n \cdot R/N$
Русловые отложения	1—5	Река Правая Боярка	58	1,0	3,0	295	68	21	0,11
		Река Маймеча	31	1,1	2,9	20	84	1	0,04
		» Котуй	37	1,0	3,4	0	80	4	0,03
		» Аякли	24	0,9	3,4	350	82	4	0,01
I надпойменная терраса	50—200	Река Правая Боярка	65	1,0	3,0	63	83	6,5	0,22
		Река Маймеча	22	1,1	2,9	45	78	7	0,19
		» Котуй	28	1,1	3,3	20	83	1	0,24
II и III надпойменные террасы	$10^3—10^4$	Река Правая Боярка	36	1,0	3,1	15	84	0	0,46
		Река Маймеча	96	1,1	2,2	9	85	1	0,40
		» Аякли	45	1,0	3,7	335	82	3	0,35
Юрские конгломераты	$9 \cdot 10^7$	Река Маймеча	14	1,4	3,3	18	73	11	0,43
Вулканические бомбы	$2 \cdot 10^8$	Река Правая Боярка	31	0,8	1,9	10	83	1	0,57
Среднее направление геомагнитного поля						—	15	84	—

Для получения достоверных данных о величине J_{rv} отбирали образцы с одинаковой структурой и примерно одинаковой магнитной восприимчивостью. Необходимое количество образцов на каждом изучаемом объекте

было определено путем последовательного вычисления отношения R/N (N — количество образцов) большого числа галек нескольких террас (рис. 5). Отношение R/N становится постоянным начиная с $N = 20 \div 25$ образцов.

Как видно из табл. 3, суммарные направления векторов J_n в гальках и бомбах весьма близки направлению современного магнитного поля Земли. Следовательно, закономерно направленная составляющая намагниченности пород соответствует вязкой намагниченности.

Табличные данные позволяют сделать вывод о том, что наибольший рост J_{rv} в базальтах происходит в течение первых сотен и тысяч лет*. Уже в базальтах II и III надпойменных террас величина J_{rv} достигает почти максимальной величины, сопоставимой с величиной J_{rv} в конгломератах и бомбах.

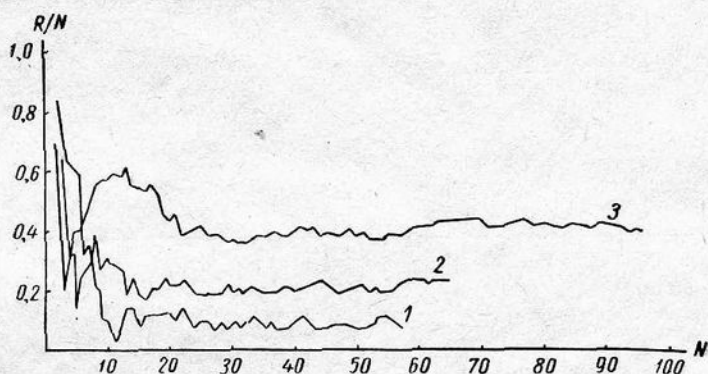


Рис. 5. Зависимость отношения R/N от количества базальтовых галек.

1 — русловые отложения р. Правой Боярки; 2 — терраса р. Правой Боярки; 3 — терраса р. Маймечи.

Величина вязкой намагниченности может быть оценена на основании данных экспериментов по размагничиванию образцов переменным магнитным полем. Результаты размагничивания позволяют утверждать, что вязкая намагниченность в неизмененных базальтах составляет 30—50% величины естественной остаточной намагниченности.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в отношении образования вязкой намагниченности базальты северной части Сибирской платформы, независимо от их возрастных и территориальных различий, находились в одинаковых геофизических условиях. Эта идентичность условий, вероятнее всего, определяется тем обстоятельством, что вязкая намагниченность во всех базальтах региона развивалась в течение одного и того же промежутка времени, равного времени, прошедшему после последней инверсии геомагнитного поля, т. е. миллиону лет [Cox, Doell, 1964].

НАМАГНИЧЕННОСТЬ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД В СВЯЗИ С ИХ СОСТАВОМ И СТРУКТУРНЫМИ ОСОБЕННОСТЯМИ

Зависимость магнитных свойств от состава пород, взаимоотношения магнитных и немагнитных минералов и процентного содержания магнитных минералов в породе установлены многими исследователями [Нагата, 1965; Bhaskara, 1956]. В эффузивных породах северо-западной части Сибирской платформы эта зависимость проявлена также достаточно четко.

* Возраст I, II и III надпойменных террас, указанный в табл. 3, оценивался с большой степенью условности по высотному положению террас над уровнем реки, однако в данном случае это не имеет принципиального значения.

Связь основных магнитных параметров χ , J_n и Q с составом пород иллюстрируется сводной диаграммой магнитных свойств нормально намагниченных эффузивных комплексов района (рис. 6). На диаграмме нанесены средние магнитные параметры, определенные по большому количеству образцов каждой из разновидностей пород на разных участках. По величине магнитной восприимчивости резко различаются базальты и эффузивные породы щелочного состава, что обусловлено повышенными концентрациями рудного минерала в щелочных базальтоидах (8—15%) по сравнению с базальтами (3—5%). Кроме того, параметр Q в щелочных лавах существенно меньше, чем в эффузивных траппах. Данное обстоятельство легко объясняется разной ролью стабильной термоостаточной намагниченности в общей

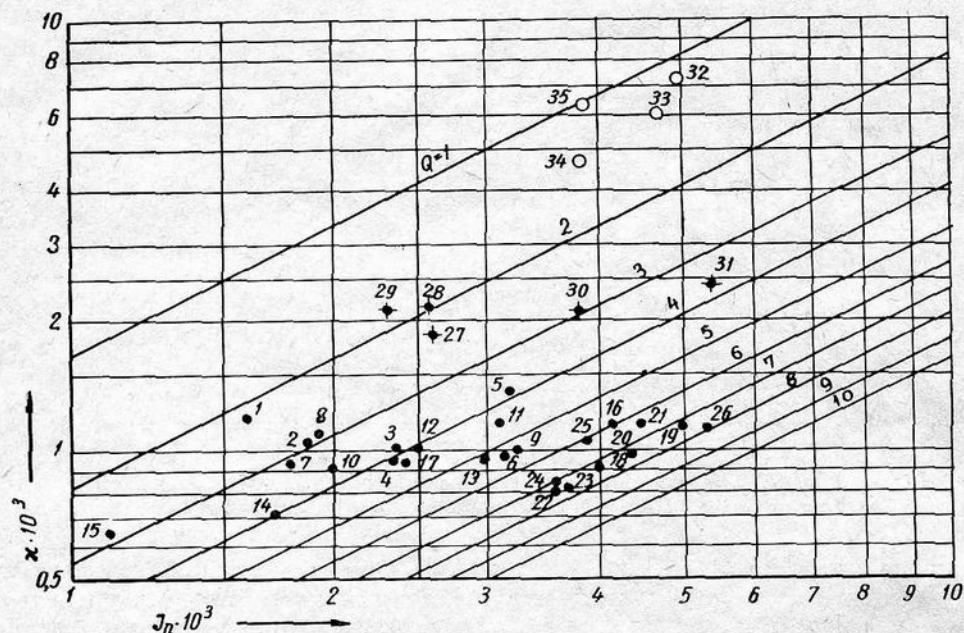


Рис. 6. Диаграмма распределения магнитных параметров нормально намагниченных эффузивных пород.

Базальты: 1, 2 — Норильск, 3—8 — оз. Дюпкин, 9—11 — оз. Хантайское, 12 — оз. Собачье, 13—15 — оз. Лама, 16 — оз. Кумга, 17 — оз. Аян, 18—21 — верховья р. Котуя, 22—24 — верховья р. Хеты, 25 — р. Правая Боярка, 26 — низовья р. Котуя, 27—31 — низовья рек Маймечи, Большой Романихи и Правой Боярки (кототокская свита); щелочные лавы: 32 — р. Большая Романиха, 33—35 — низовья р. Котуя.

намагниченности пород этих групп, что уже отмечалось ранее и подтверждается результатами размагничивания образцов переменным магнитным полем (рис. 7). Кривые размагничивания базальтов после 100—150 э идут значительно выше, чем у авгититов.

При изучении причин, обуславливающих стабильность естественной остаточной намагниченности и величину параметра Q в одной и той же эффузивной породе, было установлено, что наиболее существенное влияние на эти характеристики оказывает крупность зерен магнитных минералов, т. е. их размеры. Покажем это на примере меймечитов.

Эффузивные меймечиты представляют собой ультраосновную породу, в составе которой присутствуют ксенокристаллы оливина (30—70%) и магнетита (1—3%), заключенные в пироксен-магнетит-серпифитовой основной массе [Бутакова, Егоров, 1962]. Для анализа магнитных свойств меймечитов было проведено детальное структурно-петрографическое изучение 130 образцов, отобранных на участке в устье р. Делькана. Среди этих образцов 89 оказались обратно намагниченными, а 41 образец — нормально намагниченным.

Выполненный Л. А. Чайкой анализ шлифов показал, что все образцы меймечитов однородны по составу. Они различаются между собой только по соотношению вкрапленников и основной массы, а также по размерам зерен пироксена и рудного минерала в основной массе. Вкрапленники магнетита равномерно распределены в породе, их содержание примерно постоянно. Содержание рудного минерала в основной массе меймечитов значительно выше: оно составляет 7—15% от общего объема породы; по-видимому, именно рудный минерал основной массы определяет главные различия в магнитных свойствах меймечитов. В связи с этим произведено разделение всех образцов меймечитов по размерам рудного минерала основной массы. Выделено пять групп образцов: по размеру зерна магнетита изменяются от 0,1—0,05 мм в первой группе до практически не различаемых под

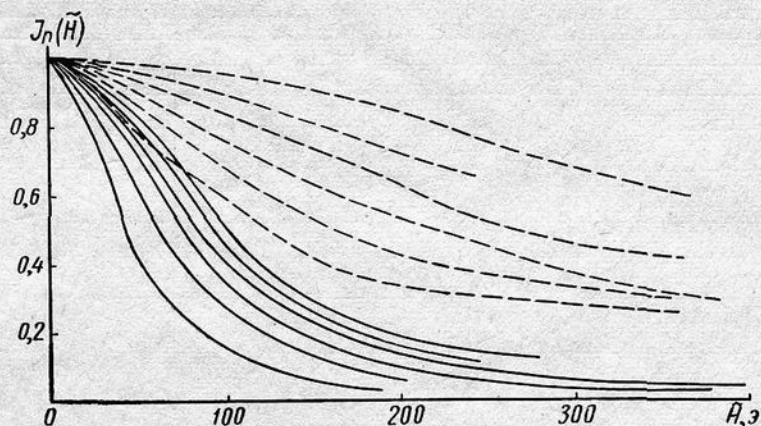


Рис. 7. Типичные кривые размагничивания $J_n(\vec{H})$ базальтов (пунктир) и авгититов (сплошные линии).

микроскопом в пятой группе. Размер зерен пироксена основной массы также уменьшается от первой к пятой группе меймечитов. Для всех пяти групп образцов были вычислены средние магнитные характеристики, которые приведены в табл. 4.

Таблица 4

Магнитные свойства меймечитов в зависимости от размеров зерен магнитного минерала в основной массе

Группа образцов	Размер зерен магнетита, мм	Количество образцов			R	$\kappa \cdot 10^3$	Q	A°	i°
		Нормально намагниченных	Обратно намагниченных	Всего					
I	$> 0,05$	17	4	21	14	3,7	0,9	270	80
II	0,01—0,05	12	3	15	8	3,6	0,5	258	63
III	0,005—0,01	10	26	36	14	3,4	1,6	248	—37
IV	0,003—0,005	2	28	30	22	2,8	2,6	260	—58
V	$< 0,003$	—	28	28	25	2,5	2,7	255	—62

Данные табл. 4 убедительно доказывают зависимость магнитных параметров от размера зерен магнитных минералов. С уменьшением размеров частиц магнетита уменьшается магнитная восприимчивость и увеличивается параметр Q. Эту зависимость легко объяснить исходя из представления о доменном строении ферромагнитных минералов [Нагата, 1965]. Впрочем, уменьшение магнитной восприимчивости может быть связано также с раз-

рушением магнитных минералов при окислении — процессе, которому в значительной степени подвержены микрокристаллы магнетита.

С изменением крупности зерен магнитного минерала меняется магнитная стабильность меймечитов. В I группе пород (с наиболее крупными

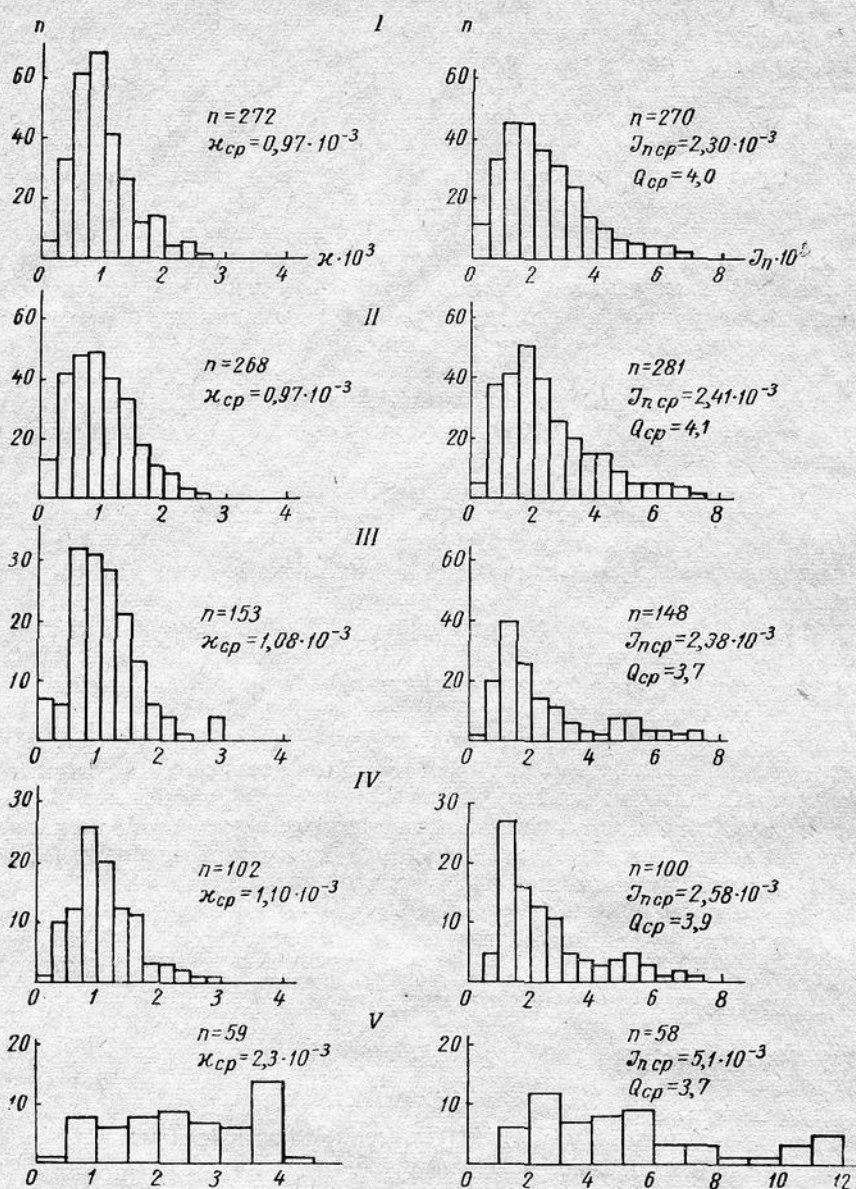


Рис. 8. Гистограммы распределения χ и J_n в базальтах района среднего течения р. Курейки: I — базальты с пойкилофито-интерсертальной структурой; II — плагиофировые базальты с пойкилофито-интерсертальной структурой; III — анамезиты; IV — плагиофировые базальты; V — анортоклазовые базальты.

частицами магнетита) направление суммарного вектора J_n близко к направлению современного геомагнитного поля ($A_H = 12^\circ$, $J_H = 84^\circ$), что свидетельствует о большом удельном весе нестабильной вязкой намагниченности в меймечитах этой группы. В V группе меймечитов направление векторов J_n максимально отличается от направления современного поля Земли,

исходя из чего можно заключить, что в этой группе меймечитов наибольшую роль играет первичная термоостаточная намагниченность. Таким образом, в меймечитах различаются разновидности от практически нестабильных, перемагниченных современным магнитным полем Земли, до магнитостабильных, сохранивших направление древнего поля. Параметр Q является индикатором этой стабильности.

Полученный выше вывод необходимо учитывать при определении средних магнитных параметров рассматриваемых эффузивных толщ. Только при изучении статистически большого количества образцов, отобранных из различных частей эффузивного разреза, структурно-петрографический фактор не будет существенно влиять на средние магнитные характеристики этого разреза. Рассмотрим это на примере базальтов Тунгусской синеклизы.

По характеру кристаллизации базальты разделяются на средне-, мелко- и микрозернистые разновидности, причем преобладают базальты первых двух групп. В каждой из разновидностей базальтов наблюдаются породы с различной структурой, определяющейся взаимоотношениями между пироксеном, плагиоклазом и мезостатическими участками. Наиболее развиты базальты с интерсертальной и пойкилоофитовой структурой.

На рис. 8 приведены гистограммы распределения и средние значения величин κ и J_n в базальтах, характеризующихся различной структурой. Указанные на рисунке структурные разновидности базальтов являются преобладающими для всех районов Тунгусской синеклизы. Несмотря на различие в структуре базальтов первой — четвертой групп, их магнитные свойства одинаковы. Даже в наиболее мелкозернистых базальтах (анамезитах) величины κ и J_n не отличаются от таких же параметров в более крупнозернистых породах. Отсюда следует, что магнитные свойства базальтов не находятся в зависимости от их внешнего облика и внутренней структуры. Причина этого заключается в том, что магнитные минералы в базальтах концентрируются в мезостатической основной массе и не являются минералами, определяющими структуру породы.

На рис. 8 приведены также гистограммы и средние значения κ и J_n анортитовых трахибазальтов. Эти породы встречены в разрезе эффузивных траптов на западной окраине Тунгусской синеклизы. Для трахибазальтов характерны повышенные концентрации рудного минерала, с чем связано увеличение их магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности. Однако по величине параметра Q трахибазальты не отличаются от базальтов того же района. В данном случае изменение κ и J_n обусловлено не структурными различиями пород, а их составом.

ХАРАКТЕР НАМАГНИЧЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВЫХ ПОКРОВОВ

Базальтовые лавы являются наиболее распространенными породами траптовой формации. Ими выполнена вся северная часть Тунгусской синеклизы. Кроме того, эффузивные трапты протягиваются в виде узкой полосы по всей северо-западной окраине Сибирской платформы.

Обычно лавовые покровы группируются в пачки, состоящие из нескольких покровов. Такие пачки отделяются друг от друга горизонтами туфов или туффитов. Мощность отдельных покровов и их количество, как правило, значительно колеблется. Лишь отдельные из них прослеживаются по простиранию на довольно значительные расстояния. Такие покровы, имеющие мощность порядка нескольких десятков метров, при геологическом картировании используются в качестве маркирующих. По наблюдениям А. А. Межвилка [1962], наиболее мощный надаянский маркирующий покров, залегающий в верхах аянской свиты, прослеживается на площади более 17 000 км². Его мощность в отдельных местах превышает 140 м. Однако наибольшее распространение имеют покровы базальтов мощностью 5—20 м.

Характерной особенностью покровов базальтов является столбчатая отдельность. При этом в основании покрова всегда наблюдается верти-

кальная столбчатая отдельность. В мощных покровых она нередко сменяется сверху незакономерной веерообразной столбчатой отдельностью. Самые верхние части покровов обычно представлены миндалекаменными базальтами и мандельштейнами.

Типичные примеры распределения магнитных параметров по мощности базальтовых покровов приведены на рис. 9. Среди покровов мощностью в несколько десятков метров наиболее распространены покровы типов 1 и 2, для которых характерно увеличение остаточной намагниченности, а иногда и восприимчивости в верхних зонах. В таких покровых средняя часть обычно сложена хорошо раскристаллизованными разновидностями базальта, а верхние и нижние части характеризуются уменьшением крупности зерен породообразующих минералов и обогащением породы вулканическим стеклом [Ткаченко и др., 1957]. Возможно, что таким же образом меняется крупность зерен магнитных минералов по разрезу покрова. В таком

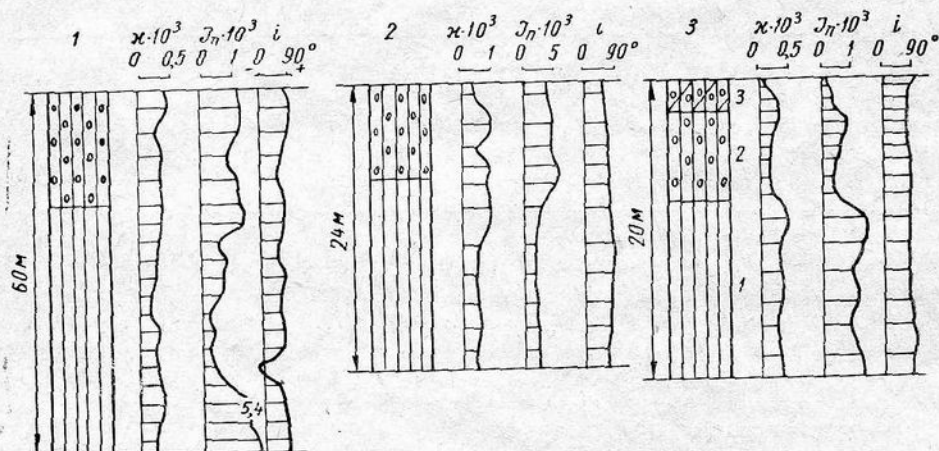


Рис. 9. Намагниченность базальтовых покровов по разрезу.

1 — массивные базальты; 2 — миндалекаменные базальты; 3 — мандельштейны.

случае находит логическое объяснение характер намагниченности покровов первых двух типов (см. предыдущий раздел главы).

Иными причинами объясняется характер намагниченности покровов типа 3 (рис. 9). В этом случае наблюдается существенное уменьшение k и J_n в миндалекаменной зоне покрова. Уменьшение магнитных параметров связано с увеличением роли немагнитных минералов, сложенных кальцием, кварцем, цеолитом или серпентином, в общем объеме породы.

Изменение магнитных свойств по разрезу наиболее мощных покровов может быть обусловлено также изменением состава базальтов, связанным с процессами гравитационной дифференциации в излившейся лаве. По данным А. А. Межвилка, в надаянском маркирующем покрове содержание железа и магния уменьшается по направлению от подошвы к кровле покрова; при этом отношение $FeO : Fe_2O_3$ меняется от 1,6 в основании до 4,5 в кровле.

В маломощных покровых намагниченность, как правило, однородна по всему разрезу, за исключением самой верхней части покрова, представленной миндалекаменными разновидностями. Породы таких покровов сравнительно однородны и в структурном отношении.

Различия в характере намагниченности покровов могут использоваться при корреляции разрезов, если особенности магнитных свойств покровов выдерживаются по простиранию. Наблюдения с этой целью выполнены в районе слияния рек Аяна и Аякли. В табл. 5 приведены магнитные характеристики двух маркирующих покровов, которые удалось проследить на расстоянии до 40 км. Первый из них обладает устойчивыми направлениями векторов J_n на всем своем протяжении, однако средние величины k и J_n

значительно колеблются от обнажения к обнажению. Другой покров, получивший название аяклинского, при значительной однородности κ и J_n характеризуется неоднородными направлениями векторов J_n . В каждом из изученных обнажений аяклинского покрова обнаруживается как прямая, так и обратная магнитная полярность пород. Подобные случаи намагниченности покрова являются аномальными и будут рассмотрены ниже. Здесь же важно подчеркнуть, что магнитные свойства покровов эффузивных пород могут выдерживаться на больших расстояниях.

Таблица 5

Средние магнитные свойства базальтов щадринского и аяклинского покровов

Покровы	Место опробования	Количество образцов		$\kappa \cdot 10^3$ СГС	$J_n \cdot 10^3$ СГС	A°	i°
		Прямо намагниченные	Обратно намагниченные				
Щадринский (верхи аянской свиты)	Река Аякли	10	—	1,50	6,2	103	72
	Ручей Константин . . .	9	—	0,71	5,0	118	77
	Река Хибарба	12	—	0,90	4,0	72	73
	» Аян	8	—	0,99	9,1	83	74
	» Аякли	8	—	1,10	4,6	90	71
Аяклинский (низи аянской свиты)	Река Аякли	53	22	0,32	1,35	342	29
	»	19	3	0,37	1,80	58	61
	Ручей Константин . . .	17	1	0,31	1,10	340	69
	Река Хибарба	33	6	0,32	0,85	340	69
	» Хета	10	3	0,28	1,50	240	80

АНОМАЛЬНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ БАЗАЛЬТОВ

Случаи аномальной намагниченности базальтовых покровов (покровы с аномальными направлениями векторов J_n либо с аномальными значениями восприимчивости и остаточной намагниченности) не представляют исключения.

Одним из примеров покрова с аномальной намагниченностью является упоминавшийся уже аяклинский покров, для которого характерны различные по знаку направления векторов J_n в одних и тех же обнажениях. Мощность его превышает 60 м; для него характерна веерообразная система призматической столбчатой отдельности.

Из обнажающейся части этого покрова в устье р. Аякли отобрано 75 ориентированных образцов, из которых 22 оказались обратно намагниченными. Направления векторов J_n всех образцов показаны на круговой диаграмме (рис. 10), а средние значения κ и J_n для образцов с различной полярностью приведены в табл. 6.

Рис. 10. Направления векторов J_n в аяклинском покрове.

1 — проекции векторов J_n на нижнюю полусферу; 2 — проекции векторов J_n на верхнюю полусферу.

Размагничивание образцов с обратной полярностью показало, что после воздействия переменным магнитным полем, равным 150—240 э, некоторые из них сохраняют обратный знак намагниченности, другие меняют направление векторов J_n на положительное.

Магнитные свойства базальтов аяклинского покрова

Группа образцов	Количество образцов	Средние параметры		
		$\kappa \cdot 10^3$	$J_n \cdot 10^3$	Q
Прямо намагниченные	53	0,325	1,66	8,5
Обратно намагниченные	22	0,310	0,56	3,0

В обнажении участки пород с различной полярностью располагаются без видимой закономерности. Все образцы обладают одинаковой мелкозернистой структурой и под микроскопом не отличаются по составу. Однородность состава подтверждается также одинаковой магнитной восприимчивостью пород обеих групп. Поэтому нет основания считать, что появление обратно намагниченных участков связано с процессами самообращения намагниченности, как это, например, установлено экспериментально для рудных оливинитов Маймеча-Котуйского района [Гусев, 1962].

При объяснении аномальной намагниченности описанного покрова представляют интерес наблюдения Л. А. Чайки, производившего микроскопическое изучение шлифов. В некоторых образцах базальтов даже в шлифе отчетливо наблюдается флюидалная текстурa, обусловленная линзовидными полосами и участками вещества с различным составом и структурой. Наиболее резко выражено различие между хлоритовым и магнетит-хлоритовым мезостазиом. Это позволяет утверждать, что в некоторых случаях разделение остаточной магматической жидкости на хлоритовую и магнетит-хлоритовую происходило еще в процессе движения базальтового вещества по земной поверхности. При этом обилие гидроксильных ионов, сохранившихся в хлорите, дает основание предполагать, что последний представлял собой весьма подвижный коллоид. Поэтому можно допустить, что температура некоторых базальтовых лав в процессе их движения на дневной поверхности не превышала температуры диссоциации хлоритового коллоида. По мнению Л. А. Чайки, температура была не более 500°C , так как хлорит в кристаллохимическом отношении близок к серпентину, для которого температура диссоциации установлена экспериментально. В таком случае аномальную намагниченность базальтов в покровах, аналогичных аяклинскому, можно объяснить движениями лавы при температурах ниже точки Кюри магнитного минерала [Graham, 1953; Глебовский, 1955].

Аномальная намагниченность другого вида наблюдается в покровах базальтов, залегающих на высоких водоразделах лавового плато. Эти покровы намагничены неоднородно. Векторы J_n в образцах, отобранных даже на очень незначительных расстояниях (не более нескольких десятков сантиметров) друг от друга, могут иметь самые разнообразные направления, вплоть до противоположных. Аномальные значения величины J_n иногда достигают $50 \cdot 10^{-3}$ СГС, а параметр Q может быть более 30. Размагничивание таких пород в переменном магнитном поле указывает на присутствие менее стабильной, чем термоостаточная, магнитной составляющей (рис. 11). Подавляющая часть J_n разрушается уже в полях интенсивностью 50—100 э. При этом направления векторов J_n становятся такими же, как у базальтов всего района. Детально исследовав подобную аномальную намагниченность базальтов Айдахо, А. Коке [Cox, 1961] пришел к выводу, что она обусловлена интенсивными электромагнитными полями, возникающими при грозových разрядах. Этими же причинами, по-видимому, вызвана и аномальная намагниченность базальтов Тунгусской синеклизы.

Третий вид аномальной намагниченности эффузивных траптов связан со вторичными химическими превращениями в породах. Так, в некоторых базальтовых покровах, характеризующихся неоднородной по направлению намагниченностью, магнитная восприимчивость значительно выше, чем в однородно намагниченных базальтах. Этот случай легко объясняется явлениями превращения минералов при повторных нагревах базальтовых покровов, вызванных очередными излияниями лав. Работами Б. Уивинга [Weaving, 1962] показано, что типичный для базальтов слабомагнитный минерал хлорофенит (железистый хлорит) при повторных нагревах превращается в сильномагнитный ферромагнетик, соответствующий почти чистому гематиту. Аналогичные явления наблюдались в экспериментах с базальтами Сибирской платформы.

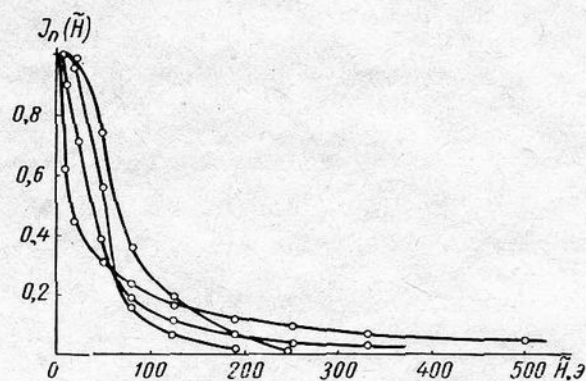


Рис. 11. Кривые размагничивания J_n (Г) аномально намагниченных базальтов, обнажающихся на высоких водоразделах.

Результаты нагревания нескольких образцов базальтов приведены в табл. 7. Резкое увеличение магнитной восприимчивости исследованных образцов связано с возникновением тонких выделений рудного минерала в мезостатических участках породы, имеющих преимущественно хлоритовый состав. Температура минеральных превращений в породе не установлена, однако можно предполагать, что она ниже

точки Кюри гематита. Указанные процессы в базальтовых покровах могут приводить к явлениям самообращения намагниченности. Об этом свидетельствует тот факт, что направление намагниченности в охлажденных образцах не строго соответствует направлению приложенного магнитного поля.

Таблица 7

Изменение магнитных свойств базальтов после нагревания до температуры Кюри и охлаждения в земном магнитном поле

Образец	$\chi \cdot 10^3$ СГС	$J_n \cdot 10^3$ СГС	Δ°	φ°
Базальт коготокской свиты, р. Котуй, обр. 656а:				
до нагревания	1,3	6,0	86	73
после нагревания	3,5	19,0	214	26
То же, обр. 655г:				
до нагревания	1,2	3,1	92	78
после нагревания	3,0	10,0	0	84
То же, р. Большая Романиха, обр. 604е:				
до нагревания	1,0	1,2	90	83
после нагревания	6,5	27,0	0	66

Описанные случаи аномальной намагниченности базальтов Тунгусской синеклизы имеют определенные отличительные признаки, по которым аномально намагниченные породы можно легко диагностировать непосредственно в полевых условиях. Очевидно, что подобные базальты непригодны для палеомагнитных построений.

Пирокластические породы, распространенные на северо-западе Сибирской платформы, генетически связаны с эффузивными образованиями траппового комплекса. Они представлены туфами, туффитами и туфопесчаниками различного состава. В магнитном отношении туфогенные породы объединяются в две самостоятельные группы, имеющие специфические магнитные свойства.

Наиболее распространены туфогенные породы, образовавшиеся в начальный этап траппового вулканизма. К ним относятся породы правобоярской и потокойской свит в бассейне рек Котуя и Маймечи и ергалахской свиты в Норильском районе. Они повсеместно характеризуются очень слабой намагниченностью, сравнимой с намагниченностью терригенных пермских песчаников и даже карбонатных осадочных пород, широко развитых на севере Сибирской платформы. Магнитная восприимчивость их редко превышает $0,05 \cdot 10^{-3}$ СГС, а естественная остаточная намагниченность обычно меньше $0,02 \cdot 10^{-3}$ СГС.

Указанные породы нестабильны в магнитном отношении. Векторы J_n всегда направлены по современному магнитному полю Земли. Это свидетельствует о том, что магнитные частички в подобных образованиях сильно перемешаны, вследствие чего естественная остаточная намагниченность туфов представлена лишь одной вязкой составляющей.

От описанной группы пирокластических пород отличаются туфы и туффиты, входящие в лавовые свиты. По составу они соответствуют эффузивным породам того или иного комплекса. К ним относятся, например, базальтовые туфы в низовьях р. Котуя, залегающие в средней части коготокской свиты, меймечитовые туфы в низовьях р. Маймечи, а также туфы щелочных базальтоидов, наблюдаемые в низах арыджангской свиты в долине р. Котуя.

Особенностью этих туфогенных пород является то, что их магнитная восприимчивость близка к восприимчивости эффузивов соответствующего комплекса. Отличие от эффузивных пород заключается лишь в том, что естественная остаточная намагниченность в туфах обычно невелика. Параметр Q редко выходит за пределы значений 0,5—0,8. Стабильность пород достаточно велика, о чем свидетельствует, например, отрицательное направление J_n в меймечитовых туфах. Особенности магнетизма таких пород находят объяснение при изучении механизма образования естественной остаточной намагниченности. Этот вопрос может быть рассмотрен на примере меймечитовых туфов.

Туфы меймечитов повсеместно переслаиваются с эффузивными меймечитами. Они слагают отдельные горизонты мощностью от 1—2 до 8—10 м. Для каждого горизонта туфов характерна асимметричность строения: в нижней части обычно сосредоточен наиболее крупный пирокластический материал, представленный вулканическими бомбами или крупными лапиллями; в верхней части горизонта распространены только мелкие лапилли или вулканический пепел.

По наблюдениям Л. А. Чайки, все пирокластические частицы имеют одинаковый ультраосновной состав. Вулканические бомбы диаметром в несколько сантиметров, а иногда и до 1—1,5 м по составу аналогичны крупнозернистым эффузивным меймечитам. Лапилли меймечитовых туфов слагают 70—90% общего объема туфов и имеют округлую или каплевидную форму. Диаметр лапиллей 1—5 мм. Большинство из них представляет собой серпофит-магнетитовый агрегат, включающий крупные кристаллы оливина. Цементом меймечитовых туфов служит аморфный серпофит.

Магнитная восприимчивость туфов такая же, как у меймечитовых лав, а параметр Q существенно ниже (табл. 8).

Вулканические бомбы намагничены неоднородно, а сами туфы имеют однородные направления J_n , совпадающие с направлением J_n собственно меймечитовых лав. Это можно объяснить следующим образом. По-видимому,

Средние магнитные свойства меймечитов и их туфов

Порода	Количество образцов	$\kappa \cdot 10^3$	$J_n \cdot 10^3$	Q	A°	i°
Меймечиты	230	3,9	5,4	2,3	252	-61
Туфы меймечитов . .	35	4,5	2,4	0,9	264	-59
Бомбы меймечитов	18	4,0	4,0	1,7	Намагниченность неоднородна	

вулканические бомбы и мелкие лапилли оседали в серпофитовом геле уже в намагниченном состоянии. При этом вулканические бомбы, падающие на дно бассейна с бóльшей скоростью, чем мелкие частицы, не могли ориентироваться по направлению существовавшего в то время магнитного поля Земли. Они оказались ориентированными произвольно. Мелкие частицы осаждались значительно медленнее и в процессе движения ориентировались по направлению геомагнитного поля. В дальнейшем они были сцементированы серпофитовым гелем, а их магнитные моменты закреплены в направлении, соответствующем направлению земного поля.

Неполная ориентировка частиц, особенно крупных, привела к уменьшению средней намагниченности породы, т. е. к уменьшению параметра Q . Действительно, низкие значения величины Q (обычно $Q < 1$) типичны для всех туфогенных пород района. Магнитные характеристики базальтовых туфов и содержащихся в них вулканических бомб в районе нижнего течения р. Котуя идентичны с магнитными характеристиками меймечитов. Поэтому происхождение остаточной намагниченности в них, по-видимому, такое же, как в меймечитовых туфах.

О ПРИЧИНАХ ОБРАТНОЙ МАГНИТНОЙ ПОЛЯРНОСТИ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД ТРАПОВОГО КОМПЛЕКСА

В данном случае речь идет не о частных случаях обратной намагниченности пород, описанных уже в предыдущих разделах, а обратной полярности целых эффузивных комплексов, развитых в Маймеча-Котуйской провинции. К ним относятся базальты верхней части коготокской свиты щелочные лавы дельканской свиты в низовьях р. Маймечи и толща меймечитов.

Что касается эффузивных пород щелочно-ультраосновного состава, то появление обратной магнитной полярности в них можно было бы связывать с процессами самообращения намагниченности, аналогичными тем процессам, которые экспериментально установлены в некоторых образцах интрузивных пород такого же состава [Гусев, 1962]. Эти явления обусловлены процессами распада магнетитового титаномагнетита, который, судя по данным табл. 2, присутствует и в щелочно-ультраосновных лавах.

Однако приуроченность всех обратно намагниченных вулканогенных свит к совершенно определенной части стратиграфического разреза (верхняя часть эффузивной толщи) и наличие в нем разных по составу и происхождению пород позволяют с бóльшим основанием принять гипотезу инверсий магнитного поля Земли. Сравнительное изучение нормально и обратно намагниченных базальтов коготокской свиты также свидетельствует в пользу этой гипотезы.

Более детально базальты коготокской свиты изучались в береговых обнажениях низовьев р. Котуя. Обратно намагниченные покровы базальтов, залегающие в верхней части разреза, отделены от нижележащей серии прямо намагниченных покровов 40-метровой пачкой туфов и туфопесчаников с растительными остатками. Это указывает на значительный перерыв во времени между излияниями прямо и обратно намагниченных покровов.

Направления векторов J_n в базальтах обеих групп показаны на рис. 12, а их средние магнитные характеристики приведены в табл. 9.

Таблица 9

Магнитные свойства прямо и обратно намагниченных базальтов коготокской свиты в районе низовьев р. Котуя

Группа базальтов	Количество образцов	$\kappa \cdot 10^3$ СГС	$J_n \cdot 10^3$ СГС	Q
Прямо намагниченные	56	1,14	5,3	7,8
Обратно намагниченные	57	1,09	2,8	4,2

Магнитная восприимчивость базальтов обеих групп одинакова. Поэтому можно полагать, что существенного различия в петрографическом составе этих пород нет. Однородность этих базальтов отмечалась Е. Л. Бутаковой при петрографических исследованиях [Бутакова, Егоров, 1962]. Разное значение J_n в базальтах с различной полярностью объясняется присут-

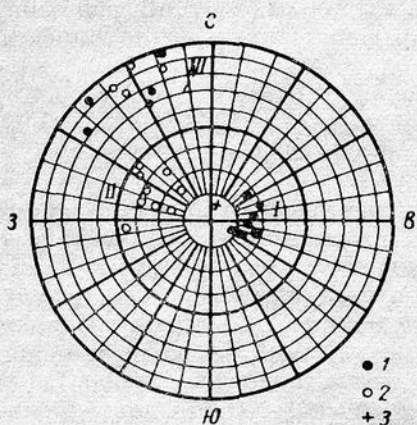


Рис. 12. Средние направления векторов J_n в покровах базальтов коготокской свиты (низовья р. Котуя).

I — нижняя зона; II — верхняя зона; III — промежуточная зона. 1 — проекции векторов J_n на нижнюю полусферу; 2 — проекции векторов J_n на верхнюю полусферу; 3 — направление геомагнитного поля района.

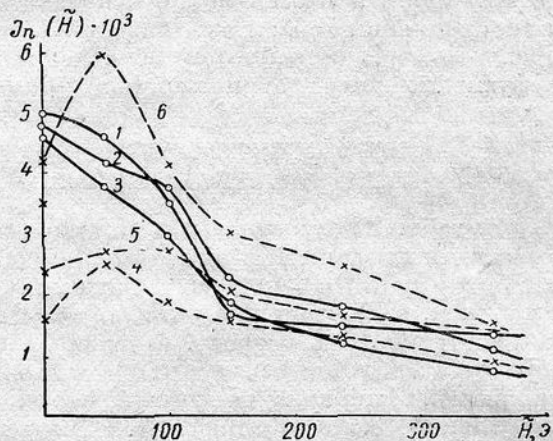


Рис. 13. Кривые размагничивания базальтов коготокской свиты.

1—3 — нормально намагниченные базальты; 4—6 — обратно намагниченные базальты.

ствием вязкой намагниченности. Об этом свидетельствуют результаты размагничивания образцов переменным магнитным полем (рис. 13).

Кривые размагничивания прямо и обратно намагниченных образцов отличаются только в интервале полей \bar{H} от 0 до 100—150 э. В этом интервале на всех кривых проявляется «мягкая» составляющая намагниченности базальтов, которая по направлению совпадает с естественной остаточной намагниченностью в случае прямо намагниченных образцов и противоположна ей в случае обратно намагниченных образцов. По расчетам «мягкая» магнитная составляющая имеет направление $A \approx 15^\circ$, $i \approx 84^\circ$, что весьма близко к направлению современного магнитного поля Земли. Это указывает на то, что «мягкая» составляющая по происхождению является вторичной, вязкой намагниченностью. Совпадение правых ветвей кривых размагничивания свидетельствует об одинаковой природе стабильной магнитной составляющей в прямо и обратно намагниченных образцах.

Результаты термонамагничивания 12 образцов базальтов коготокской свиты (табл. 10) также указывают на одинаковую физическую природу прямой и обратной намагниченности базальтов. Величина J_{rt} , полученная

при охлаждении образцов от точки Кюри в земном магнитном поле, одинакова для обратнo и прямо намагниченных образцов, что может быть объяснено только однородностью состава пород. Контрольные данные, помещенные в последней графе таблицы, показывают, что в процессе опытов существенных химических превращений не происходило, так как магнитная восприимчивость образцов после их нагревания не изменилась.

Таблица 10

Сравнение термоостаточной и естественной остаточной намагниченности в базальтах коготокской свиты в районе низовьев р. Котуя

Группа базальтов	Количество образцов	$J_{иср} \cdot 10^3$	$J_{тер} \cdot 10^3$	J_{rt}/J_n	χ/χ_t
Прямо намагниченные	6	5,4	16,3	3,0	1,05
Обратно намагниченные	6	2,6	16,2	6,2	1,03

Эти наблюдения, а также факт, что существование инверсий геомагнитного поля в неоген-четвертичное время доказано многими исследователями [Ранкорн, 1962; Сох, Doell, 1964] позволяют нам отдать предпочтение именно этой гипотезе при объяснении обратной магнитной полярности эффузивных пород Сибирской платформы.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ НАМАГНИЧЕННОСТИ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В табл. 11 суммированы имеющиеся к настоящему времени данные о магнитных свойствах базальтов северной части Тунгусской синеклизы и Норильского района. На каждом из изученных участков, указанных в таблице, наблюдается выдержанность магнитных параметров и направлений векторов J_n по разрезу. В связи с этим величины J_n и Q всех отобранных образцов базальтов осреднены по каждому из участков без подразделения по свитам. В таблице не учтено несколько сотен образцов, обладающих аномальной намагниченностью. Так как образцы отбирались более или менее равномерно по всему разрезу, то данные таблицы характеризуют среднюю намагниченность эффузивных толщ на каждом из участков.

При анализе данных прежде всего устанавливается одинаковая магнитная полярность базальтов всех выделенных по геологическим материалам эффузивных свит, начиная от наиболее древней ергалахской свиты и кончая самыми молодыми базальтами самоедской толщи. Направления векторов J_n в базальтах из различных районов синеклизы близки между собой. Тождественность направлений первичной намагниченности, определенных при магнитной «чистке» образцов переменным магнитным полем, иллюстрируется рис. 14, на котором изображены проекции векторов J_n для разных участков.

Характерной особенностью базальтов этой территории является также сравнительное постоянство магнитной восприимчивости. Магнитная восприимчивость базальтов, распространенных на огромной площади северной части Тунгусской синеклизы и слагающих различные свиты, варьирует в незначительных пределах — от $0,7 \cdot 10^{-3}$ до $1,2 \cdot 10^{-3}$ СГС. Этот факт, безусловно, свидетельствует об однородности состава эффузивных траппов.

Различие в намагниченности базальтов из разных участков обусловлено величиной естественной остаточной намагниченности, которая меняется в среднем от $1 \cdot 10^{-3}$ до $5 \cdot 10^{-3}$ СГС. Наиболее низкие значения J_n и Q наблюдаются в базальтах, развитых на западной окраине Тунгусской синеклизы, а наиболее высокие — в базальтах из района верховьев рек Котуя и Хеты. Как уже отмечалось ранее, структурные особенности базальтов при использовании статически большого количества образцов не могут существенным образом повлиять на среднюю величину J_n . Различия в средних

величинах J_n базальтов могли бы быть объяснены разными соотношениями стабильной термоостаточной и нестабильной вязкой намагниченности. Однако экспериментальные данные показывают, что это соотношение остается примерно одинаковым для пород из разных районов синеклизы (рис. 15).

Главной причиной, обуславливающей закономерное увеличение J_n и Q в базальтах северной части Тунгусской синеклизы, являются, по-видимому, различия в степени «остаренности» первичной термоостаточной намагниченности, т. е. возрастные различия пород. Связь величины J_n и параметра Q с возрастом изверженных пород однотипного состава установлена многими исследователями, например А. Г. Комаровым [1956], В. В. Кочегурой [1961],

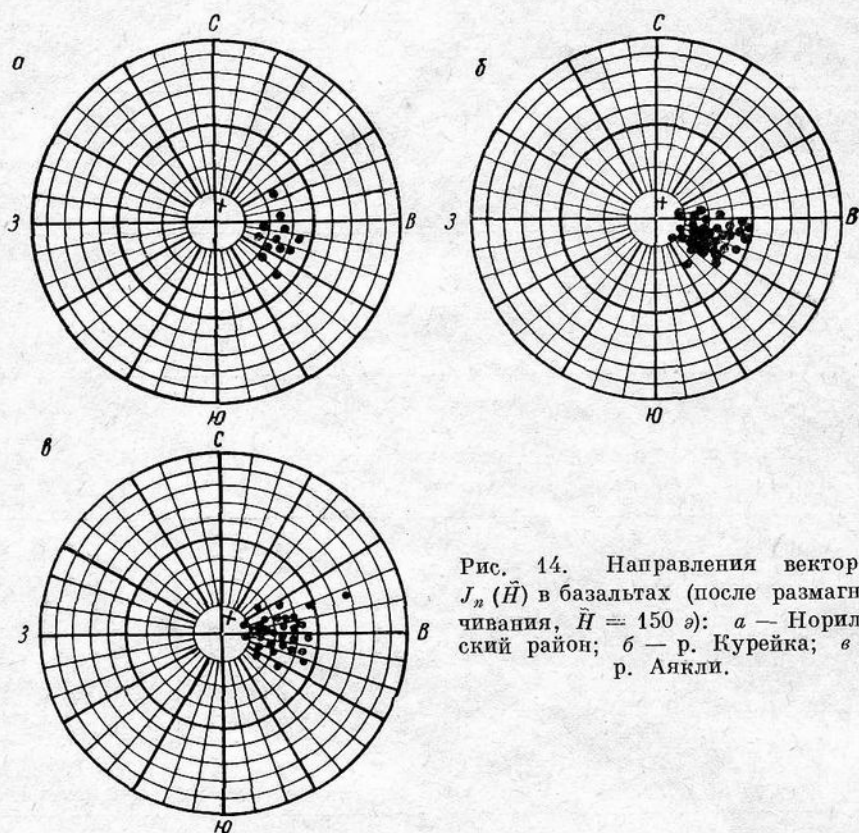


Рис. 14. Направления векторов J_n (\vec{H}) в базальтах (после размагничивания, $\vec{H} = 150$ э): а — Норильский район; б — р. Курейка; в — р. Аякли.

А. Коксом [Cox, Doell, 1962] и др. Наиболее четко эта зависимость проявляется в базальтах неоген-четвертичного возраста. В качестве одного из классических примеров в табл. 12 приведены результаты исследования базальтовых потоков Исландии, полученные Дж. Хосперсом в 1953 г. (Hosperg, 1953).

Базальты Тунгусской синеклизы являются более древними образованиями (нижний триас), чем базальты Исландии. Объяснение изменений J_n и Q возрастными различиями базальтов в этом случае не столь очевидно, как в случае молодых лав, так как период времени, прошедший с момента формирования эффузивной толщи траппов, существенно больше того интервала времени, в течение которого изливались лавы различных свит, и поэтому величины J_n и Q для базальтов различных этапов вулканической деятельности должны были бы сnivelироваться в последующее время.

По-видимому, существенную роль в стабилизации величины J_n в разновозрастных базальтах должны были играть инверсии геомагнитного поля. Различия в величинах J_n можно объяснить и закономерным фациальным изменением химизма базальтовых лав или разной тектоно-магматической

Магнитные свойства базальтов Норильского района и северной части Туноуской синеклизы
(средние параметры)

Номер участка	Район	Участок	Свита	Мощность разреза, м	Количество образцов	$\kappa \cdot 10^3$ СГС	$J_p \cdot 10^3$ СГС	Q	Полярность
1	Норильск	Река Амбарная Скв. 746, ВЕ-3	Надеждинская Ералахская, сыверминская, хакачанская, логанчинская, надеждинская и моронтовская	60	43	1,20±0,80	1,6±1,6	2,3	+
2									
3	Река Курейка	Ручей Бодопадный Озеро Чаша Ручей Медвежий Ручей Бурный Юго-западная окраина оз. Дюлюкун Ручей Двурогий Ручей Авам	Аянская, юряхская, хонна-макитская и перакарская Хонна-макитская Аянская, юряхская, хонна-макитская Хонна-макитская » Двурогинская, хонна-макитская Авамская, надеждинская, двурогинская	840 680 380 320 310 400 340	312 169 121 110 62 89 40	1,00±0,55 0,95±0,51 1,37±0,76 0,97±0,63 1,21±0,66 0,93±0,41 1,07±0,68	2,4±1,8 2,4±1,5 3,2±2,2 3,2±2,2 3,3±2,2 1,8±1,6 1,9±1,6	4,0 4,2 3,9 5,5 4,6 3,2 2,9	+ + + + + + +
4									
5									
6									
7									
8									
9									
10	Озеро Хангайское	Восточная часть Центральная и западная части Северный берег	Аянская, хонна-макитская и перакарская Сыверминская, хакачанская, надеждинская и аянская Надеждинская, аянская, юряхская, хонна-макитская	830 800 660	214 115 40	0,99±0,62 0,90±0,68 1,17±0,75	3,2±2,6 2,0±1,2 3,1±1,7	5,4 3,6 4,4	+ + +
11									
12									

13	Озеро Собачье	Центральная часть	Аянская и хонна-макитская	200	45	1,00±0,50	2,5±2,4	4,2	+
14	Озеро Лама	Восточная часть	Надеждинская, моронговская, перакарская	1040	168	0,94±0,52	3,0±2,0	5,3	+
15		Центральная часть	Надеждинская, моронговская	500	111	0,70±0,54	1,5±1,3	3,5	+
16		Западная часть	Сыверминская, логанчинская, надеждинская	700	75	0,63±0,34	1,1±0,6	2,9	+
17	Озеро Кумга	Озеро Кумга	Кумгинская и самоедская	520	24	1,12±0,64	4,2±2,4	6,3	+
18	Озеро Али	Северная окраина	Аянская, хонна-макитская и перакарская	900	120	0,91±0,61	2,4±1,8	4,4	+
19	Верховья р. Котуя	Озеро Харцича	Аянская, хонна-макитская и перакарская	1000	160	0,90±0,46	4,0±3,0	7,5	+
20		Река Курелих	Аянская, хонна-макитская	780	92	1,14±0,47	5,0±3,5	7,3	+
21		Река Люксина	То же	600	65	0,98±0,47	4,4±3,2	7,4	+
22		Озеро Дюшкун	Аянская	360	44	1,13±0,50	4,5±3,1	6,7	+
23	Верховья р. Хеты	Река Аян	Аянская и хонна-макитская	710	102	0,84±0,38	3,6±2,4	7,1	+
24		Река Аякли	То же	740	360	0,82±0,36	3,7±2,5	7,5	+
25		Река Хибарба	»	600	98	0,81±0,40	3,7±2,5	7,6	+

обстановкой в западной и восточной частях рассматриваемого района [Полькин, 1965].

Характер изменения общей намагниченности базальтов на территории Тунгусской синеклизы, установленной при изучении ориентированных образцов по разрезам, подтверждается материалами, полученными А. Л. Пискаревым [1965] при интерпретации аэромагнитных данных.

Сравнение наблюдаемых и рассчитанных магнитных аномалий позволяет определить среднюю намагниченность возвышенностей, заключенных между глубоко врезанными долинами рек и ручьев и сложенных базальтовыми образованиями (рис. 16). Ценность этих материалов в том, что они дают возмож-

Таблица 12

Величина J_n в базальтах Исландии (по Дж. Хосперсу)

Возраст лав	$J_{\text{ср}} \cdot 10^3$ СГС	$\%_{\text{ср}} \cdot 10^3$ СГС
Q_4	13,9	} $\approx 1,0$
Q_3	11,9	
Q_2	6,3	
Q_1	5,0	
N_2	3,6	

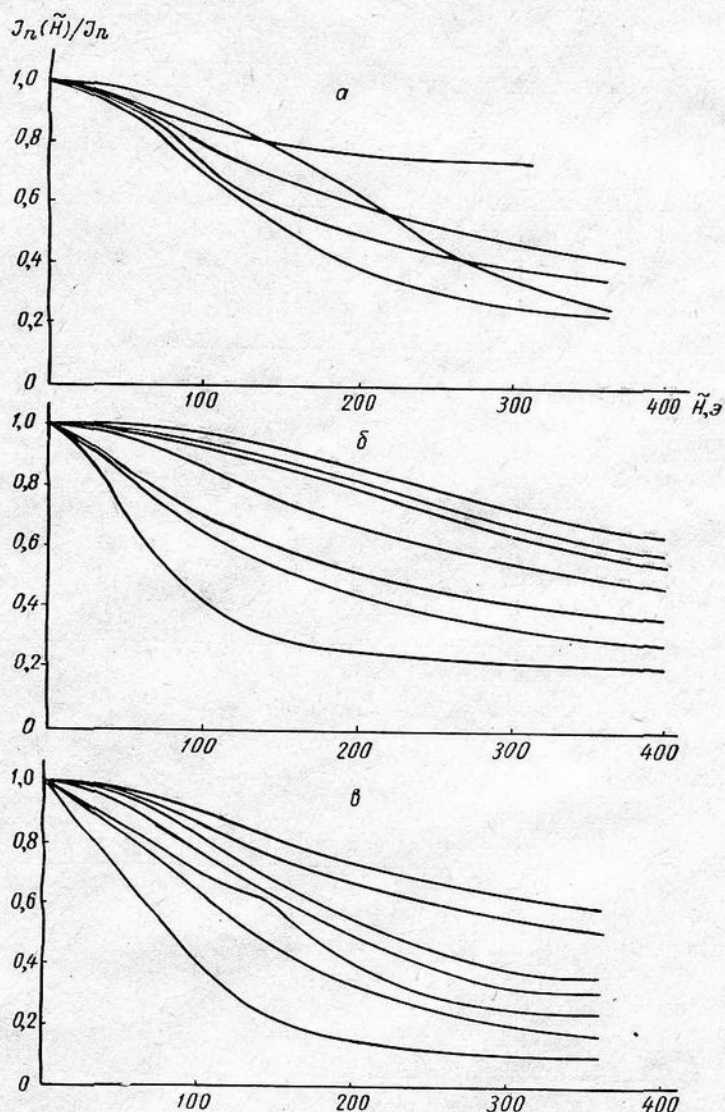


Рис. 15. Кривые размагничивания $J_n(H)$ базальтов: а — Норильский район; б — оз. Дюпкун (р. Курейка); в — оз. Харпича.

ность охарактеризовать намагниченность всей территории лавового плато.

При анализе схемы необходимо учитывать, что в юго-западной и северо-восточной частях рассматриваемого района уменьшение намагниченности

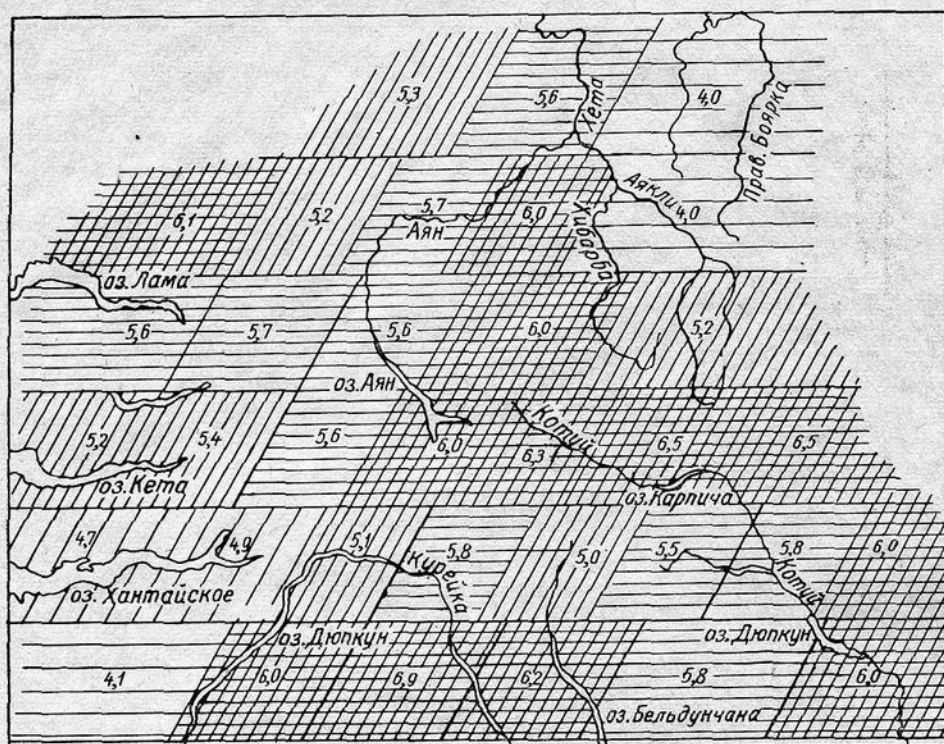


Рис. 16. Намагниченность базальтов северной части Тунгусской синеклизы, определенная по аэромагнитным данным. Указаны средние коэффициенты намагниченности блоков (10^3 СГС).

пород обусловлено не уменьшением магнитности самих базальтов, а влиянием практически немагнитных туфогенных образований, выходящих на дневную поверхность в этих районах.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ НАМАГНИЧЕННОСТИ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Эффузивные породы, развитые на северной окраине Маймечя-Котуйской щелочно-ультраосновной провинции и представленные различными по составу образованиями, характеризуются значительно большей дифференцированностью по магнитным свойствам (табл. 13), чем базальты Тунгусской синеклизы.

Пирокластические породы правобоярской и потокойской свит, подстилающие лавовые толщи различного состава, относятся к категории слабомагнитных пород, в которых естественная остаточная намагниченность является вторичной по происхождению. В связи с этим знак магнитной полярности пирокластических пород этих свит установить не удастся.

Отложения правобоярской и потокойской свит перекрыты базальтовыми лавами и лавами щелочных базальтоидов. При этом в западной части рассматриваемой территории, в низовьях рек Большой Романихи и Маймечи, эффузивные породы щелочного состава (дельканская свита) залегают выше базальтов коготокской свиты. В низовьях р. Котуя, наоборот, базальты коготокской свиты в стратиграфическом разрезе лежат выше щелочных лав

Магнитные свойства эффузивных пород Маймеча-Котуйского района
(средние параметры)

Номер участка	Участок	Свита	Порода	Мощность разреза, м	Колличество образцов	$\kappa \cdot 10^3$ СГС	$J_{\text{и}} \cdot 10^3$ СГС	Q	Полярность
26	Верховья р. Правой Боярки	Аянская	Базальты	200	76	$1,05 \pm 0,45$	$3,9 \pm 3,0$	6,2	++
27	Среднее течение р. Правой Боярки	»	»	—	40	$1,85 \pm 0,68$	$2,6 \pm 2,5$	2,3	++
28	То же	Правобойрская	Туфы	50	21	0,04	0,01	—	++
29	Река Большая Романиха	Аянская	Базальты	70	53	$0,94 \pm 0,45$	$2,3 \pm 1,4$	4,0	++
30	То же	Коготокская	»	100	51	$2,1 \pm 1,4$	$2,6 \pm 1,2$	2,1	++
31	»	Дельканская	Ангиты	70	28	$7,3 \pm 2,4$	$5,0 \pm 1,8$	1,1	++
32	»	Правобойрская	Туфы	—	14	0,05	0,03	1,0	++
33	Низовья р. Маймечи								
34	Река Чопко	Коготокская	Базальты	120	62	$1,6 \pm 0,8$	$3,4 \pm 1,8$	3,2	++
35	» Сабда	»	»	70	21	2,1	2,3	1,8	++
36	» Чопко	»	»	180	58	$2,2 \pm 1,4$	$3,8 \pm 2,6$	2,9	—
37	Ручей Канар-Юрх	»	»	100	43	$2,4 \pm 1,2$	$5,4 \pm 3,9$	3,8	—
38	Река Коготок	»	»	50	27	4,0	3,2	1,3	—
39	» Ынарханда	»	»	70	71	$2,5 \pm 1,6$	$4,0 \pm 2,5$	2,7	—
40	Река Коготок	Дельканская	Щелочные лавы	110	36	$11,0 \pm 6,0$	$1,8 \pm 1,4$	0,3	—
41	» Делькан	Маймечинская	Меймечиты	800	268	$4,1 \pm 2,0$	$5,2 \pm 2,8$	2,1	—
42	То же	»	Туфы меймечитов	20	35	4,5	2,4	0,9	—
	Ручей Карам	Правобойрская (?)	Туфы	—	70	0,09	0,2	—	?
43	Низовья р. Котуя								
44	Река Медвежья	Арыджангская	Щелочные лавы	600	159	$6,1 \pm 3,5$	$3,9 \pm 2,8$	1,1	++
45	» Тарынах	»	»	540	109	$6,0 \pm 3,2$	$4,7 \pm 2,6$	1,3	++
46	Ручей Ары-Харык	Потокойская	»	180	23	4,6	3,8	1,4	?
47	Река Медвежья	»	Туфы, песчаники	50	50	0,1			++
48	»	Коготокская	Базальты	70	27	$1,15 \pm 0,50$	$5,3 \pm 3,4$	7,7	++
49	Каяк	»	»	40	29	$1,44 \pm 0,40$	$5,3 \pm 3,0$	7,8	++
50	»	»	Туфы	40	28	1,0	0,3	0,5	++
51	»	»	Базальты	80	56	$1,19 \pm 0,40$	$4,0 \pm 0,8$	1,4	±
			»	140	57	$1,09 \pm 0,45$	$2,8 \pm 1,4$	4,2	—

(арыджангская свита). Различные возрастные соотношения между базальтами и щелочными базальтоидами определяют различия в характере их намагниченности.

Среди базальтов Маймечя-Котуйского района четко выделяются три главные магнитные группы, занимающие различное стратиграфическое положение в разрезе.

К первой группе относятся базальты аянской свиты, развитые в верхнем течении р. Правой Боярки и выклинивающиеся несколько восточнее р. Большой Романихи. По магнитным свойствам эти прямо намагниченные базальты аналогичны базальтам восточной окраины Тунгусской синеклизы.

Вторая группа базальтов характеризуется повышенной магнитной восприимчивостью (в среднем $2 \cdot 10^{-3}$ СГС), что не свойственно базальтам синеклизы. В стратиграфическом разрезе эти базальты залегают выше базальтов первой группы и прослеживаются от района среднего течения р. Правой Боярки до низовьев р. Маймечи. Они слагают нижнюю часть коготокской свиты. Особенности магнитных свойств базальтов всей коготокской свиты, по-видимому, обусловлены составом этих пород. Действительно, базальты коготокской свиты, по данным Г. Г. Моора, Е. Л. Бутаковой и К. М. Шихориной, относятся по составу исходной магмы к группе оливиновых базальтов, в то время как родоначальной магмой базальтов Тунгусской синеклизы считается толеитовая (Ю. И. Томановская, 1965 г.).

К третьей группе относятся обратно намагниченные базальты, слагающие верхнюю часть коготокской свиты. Прямо и обратно намагниченные зоны коготокской свиты позволяют разделить ее на две подсвиты. Пример палеомагнитной корреляции базальтов коготокской свиты приведен на рис. 17, составленном по данным изучения нескольких разрезов эффузивных пород в нижнем течении р. Котуя. В результате корреляции уточнена мощность коготокской свиты. Общая сохранившаяся мощность свиты оценивается в 380—400 м, а не в 250 м, как считали на основании геологических данных.

Щелочные лавы арыджангской свиты, распространенные только в низовьях р. Котуя и перекрытые базальтами коготокской свиты, намагничены положительно, при этом направление векторов J_n весьма близко направлению современного геомагнитного поля. Уже указывалось, что эти породы существенно перемагничены. Кривые размагничивания образцов авгититов характеризуются резким спадом в области переменных полей от 100 до 150 э (см. рис. 7). Изменение направлений векторов J_n после размагничивания образцов в поле 150 э показано на рис. 18.

При изучении разреза щелочных лав арыджангской свиты установлено, что магнитная восприимчивость их закономерно увеличивается снизу вверх. Если в низах разреза величина χ в среднем составляет $5 \cdot 10^{-3}$ СГС, то в верхней его части она достигает среднего значения $8 \cdot 10^{-3}$ СГС. Эти наблюдения позволяют использовать параметр χ в качестве корреляционного критерия при картировании лав арыджангской свиты. Так, например, изучение разрезов на левом и правом берегах р. Котуя, в районе устья р. Медвежьей, показало различие их магнитных свойств. Средняя магнитная восприимчивость покровов на левом берегу реки в 1,5 раза выше, чем на правом берегу, хотя породы обоих участков залегают на одинаковом гипсометрическом уровне. На основании этого можно предположить, что левобережный блок пород арыджангской свиты опущен по отношению к правобережному блоку на 150—200 м по системе сбросов, проходящих вдоль долины р. Котуя. Характер магнитного поля (рис. 19) подтверждает существование тектонического нарушения на этом участке. Данный пример отчетливо иллюстрирует значение геофизических методов при картировании эффузивных пород. Лавы арыджангской свиты неоднородны по строению и невыдержаны по простиранию, поэтому их корреляция обычными геологическими методами затруднена. Особую трудность в этих случаях представляет выделение

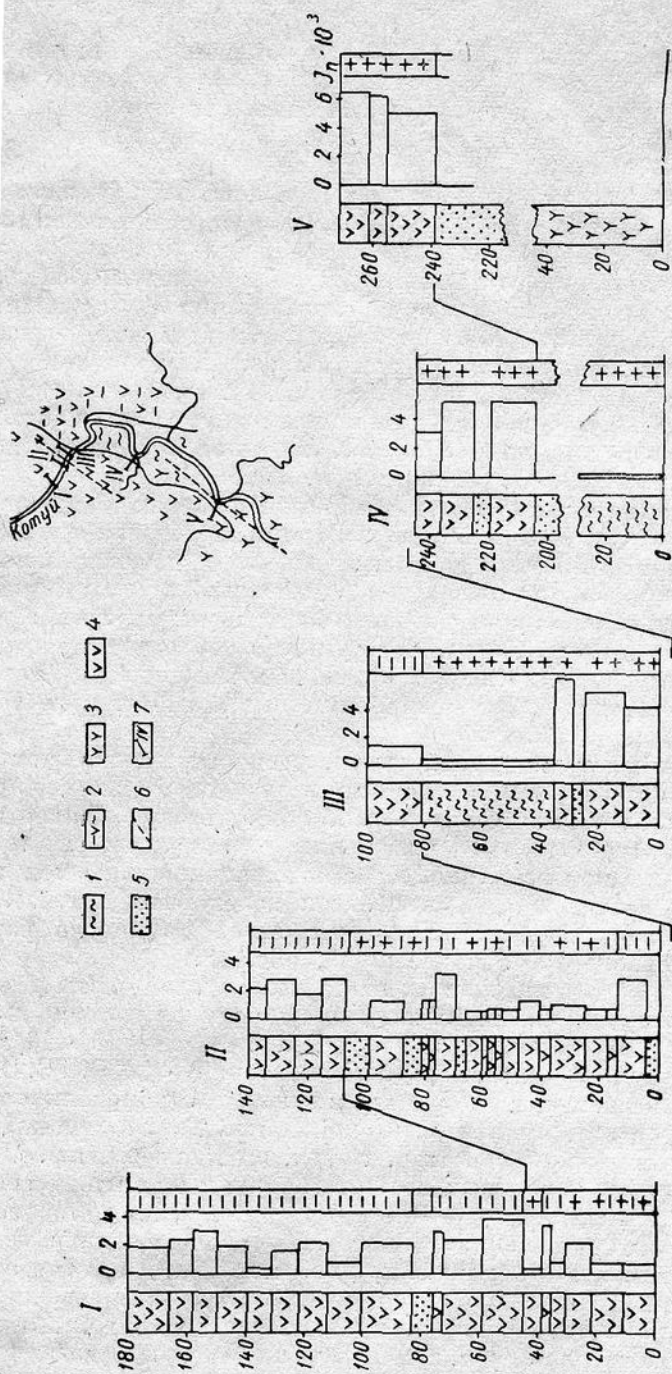


Рис. 17. Схема палеомагнитной корреляции базальтов коготокской свиты в низовьях р. Коготка.

1 — туфы и песчаники; 2 — туфы и лавы нерасчлененные; 3 — шелочные лавы арыжангской свиты; 4 — базальты коготокской свиты; 5 — осипы; 6 — соросы; 7 — местоположение разрезов.

тектонических нарушений сбросового типа. Привлечение геофизических методов намного облегчает решение этих вопросов.

В нижнем течении р. Маймечи на обратно намагниченных базальтах верхней части коготокской свиты залегают щелочные базальтоиды делькан-

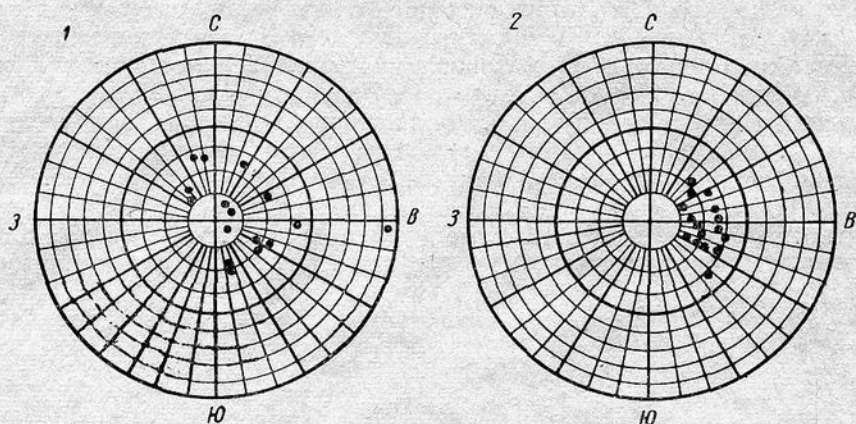


Рис. 18. Направление векторов J_n в щелочных лавах арыджангской свиты.
1 — до размагничивания; 2 — после размагничивания ($\bar{H} = 150$ э).

ской свиты, перекрываемые в свою очередь толщей меймечитов. Породы обеих свит намагничены отрицательно. При этом меймечиты повсеместно характеризуются обратной полярностью. Обратная намагниченность пород дельканской свиты устанавливается только в районе междуречья Коготока—

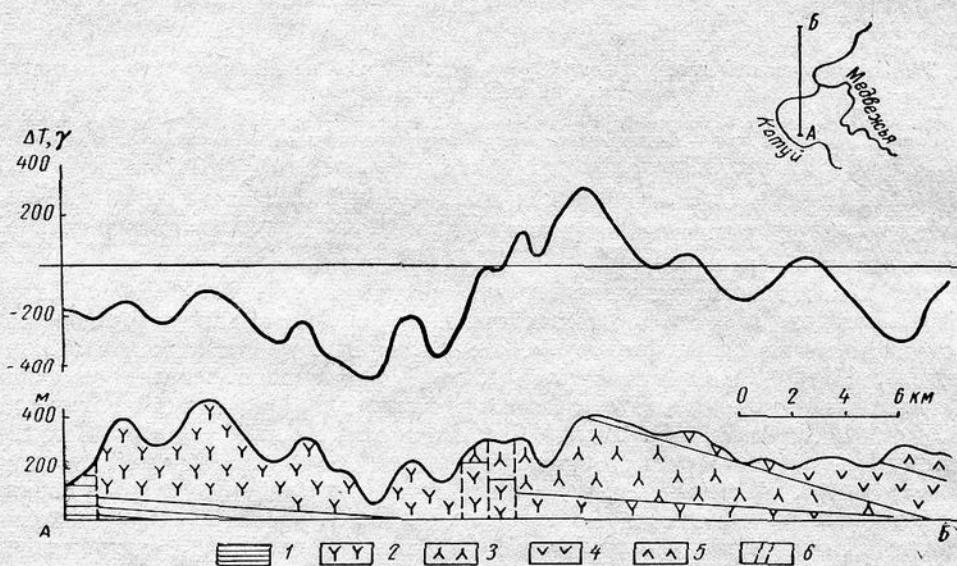


Рис. 19. Схема интерпретации магнитного поля вдоль маршрутов в низовьях р. Медвежьей.

1 — пермские песчаники; 2 — менее магнитные щелочные лавы; 3 — более магнитные щелочные лавы; 4 — прямо намагниченные базальты; 5 — обратно намагниченные базальты; 6 — сбросы.

Делькана. На этом участке породы дельканской свиты изучены непосредственно в обнажениях. Обратная полярность пород подтверждается здесь и данными аэромагнитной съемки.

На рис. 20 представлен схематический геологический разрез вдоль одного из маршрутов аэромагнитной съемки. На участке маршрута между

реками Коготоком и Дельканом, где развиты отрицательно намагниченные породы, наблюдается обратная связь между формами рельефа местности и магнитным полем. К западу от р. Делькана магнитное поле повторяет рельеф местности, что указывает на изменение магнитной полярности пород. Смена знака аномалий и намагниченности пород контролируется, вероятно, разломами меридионального простирания, которые прослеживаются и по геологическим данным и по материалам детальной аэромагнитной съемки вдоль р. Делькана. Предположение об изменении полярности образований дельканской свиты к западу от р. Делькана подтверждается наблюдениями в районе р. Большой Романихи, где непосредственными полевыми исследованиями установлена прямая намагниченность пород дельканской свиты.

Таким образом, палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что щелочные породы дельканской свиты, распространенные западнее р. Дель-

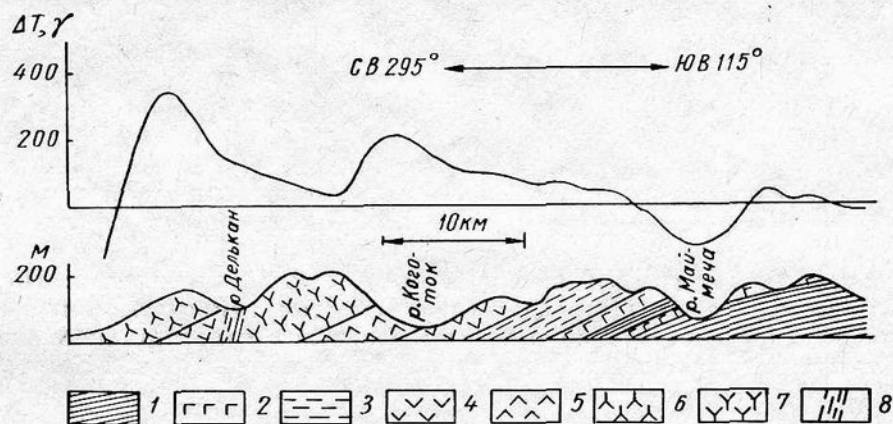


Рис. 20. Схематический геологический разрез по одному из маршрутов аэромагнитной съемки в низовьях р. Маймечи.

1 — осадочные породы; 2 — долериты; 3 — туфы правобоярской свиты; 4 — прямо намагниченные базальты коготокской свиты; 5 — прямо намагниченные щелочные лавы дельканской свиты; 6 — обратно намагниченные щелочные лавы дельканской свиты; 7 — разломы; 8 — разломы.

кана, не соответствуют по возрасту таким же породам в междуречье Делькана—Коготока. По-видимому, они могут быть сопоставлены с нижней частью коготокской свиты.

При исследовании палеомагнетизма эффузивных пород Маймеча-Котуйской провинции попутно изучались их интрузивные аналоги, широко распространенные на этой территории (штоки, силлы, дайки и жильные образования). Намагниченность силлов и даек различного состава совпадает с намагниченностью соответствующих эффузивных образований рассматриваемого района (табл. 14). Так, в бассейнах рек Правой Боярки, Большой Романихи и Маймечи распространены силлы долеритов с прямой намагниченностью, что, по-видимому, указывает на их генетическую связь с базальтами аянской и нижней части коготокской свит. Обратно намагниченные дайки и силлы долеритов в бассейне р. Котуя, очевидно, соответствуют базальтам верхней подсвиты коготокской свиты. В этом же районе прямо намагниченным лавам арыджангской свиты соответствуют многочисленные дайки щелочно-ультраосновных пород с такой же магнитной полярностью. Наоборот, в низовьях р. Маймечи дайки щелочных и ультраосновных пород намагничены отрицательно, т. е. так же, как лавы дельканской свиты и меймечиты.

Интересны данные о намагниченности щелочно-ультраосновных даек в районе р. Большой Романихи. Эти дайки рассекают положительно намагниченные эффузивные траппы и щелочные лавы коготокской и дельканской свит. Большая часть изученных даек (8 из 12) намагничена обратно. Очевидно, что формирование таких даек связано с более поздней фазой щелочно-

Магнитные свойства силлов и даек долеритов и щелочно-ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района (средние значения)

Участок	Порода	Форма тел	Количество образцов	$\kappa \cdot 10^3$ СГС	$J_n \cdot 10^3$ СГС	Q	Полярность
Река Правая Боярка	Долерит	Силлы	64	1,51	4,2	4,6	+
Река Большая Романиха	»	»	43	1,35	3,3	4,1	+
То же	Авгитит	Дайки	24	3,8	2,0	0,9	—
»	»	»	30	2,8	1,2	0,7	+
»	Лимбургит	Силлы	21	6,1	3,0	0,8	—
Река Маймеча	Долерит	»	111	0,96	2,3	4,0	+
То же	Авгитит	Дайки	58	4,5	20,0	7,4	—
»	Мончикит	»	36	3,3	4,2	2,1	—
»	Меймечит	»	19	3,5	4,6	2,2	—
Река Котуй (низовья)	Долерит	Силлы	32	1,00	3,0	5,0	+
То же	»	»	34	1,4	2,3	2,8	—
»	»	Дайки	19	1,8	2,3	2,1	—
»	Авгититы, лимбургиты	»	157	3,5	1,3	0,6	+
»	Пикриты	»	7	2,5	2,0	1,3	—

ультраосновного магматизма, соответствующей по времени образованию эффузивов дельканской свиты в низовьях р. Маймечи.

Заканчивая характеристику магнитных свойств изверженных пород Маймеча-Котуйского района, следует упомянуть еще об интрузивных массивах центрального типа. Эти интрузии являются самыми поздними магматическими образованиями в провинции. Магнитные свойства пород таких крупных массивов, как Гулинский, Одихинча и Кугда, были детально изучены Б. В. Гусевым [1962]. В результате исследований установлено, что ультраосновные породы этих массивов также намагничены отрицательно. Наиболее молодые образования (карбонатиты) оказались нестабильными в магнитном отношении, поэтому направление их первичной намагниченности установить не удалось.

Глава III. МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА И СОСТАВ ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Решение задачи расчленения интрузивных траппов имеет первостепенное значение для геологической съемки и правильного направления поисковых работ.

А. П. Лебедев [1957] считает, что все разнообразие интрузивных траппов обусловлено дифференциацией единой магмы. Особенности траппов отдельных провинций связаны с процессами абиссальной дифференциации, а различия между интрузиями в пределах провинций — главным образом с кристаллизационной и гравитационной дифференциацией. Некоторая асинхронность внедрения интрузий в пределах крупного региона может быть объяснена долговременным существованием одного магматического очага. А. П. Лебедев, в частности, не разделяет мнения о существовании в бассейне р. Подкаменной Тунгуски ряда самостоятельных трапповых комплексов, различающихся по возрасту, геологическому положению и химизму. «Более правильно отнесение траппов описываемого района к единому комплексу, с различиями между отдельными типами пород, обусловленными спецификой в ходе дифференциации и других петрогенетических процессов» [Лебедев, 1962].

Такой подход к классификации интрузивных траппов не дает возможности выделить типы интрузий, перспективные в отношении того или иного типа оруденения.

Во Всесоюзном геологическом институте (М. Л. Лурье и др.) была сделана попытка расчленить траппы на интрузивные комплексы. Под этим термином понимается «совокупность близких по времени образований интрузивных пород, возникших из одного магматического очага, при определенном тектоническом режиме, с характерными особенностями размеров и морфологии главных тел, а также минералогического и петрохимического состава». Такое определение комплекса, с нашей точки зрения, приемлемо, если исключить предположение о существовании единого магматического очага. Авторы классификации считают, что при выделении комплексов должны учитываться «... положение интрузий в геологической структуре района, наличие или отсутствие дифференциации, минералогический и химический состав пород, особенности внутреннего строения интрузий, связь интрузий с месторождениями полезных ископаемых, типы месторождений и рудопроявлений, минеральные ассоциации, возникающие в зонах экзо- и эндоконтактов, а также случаи прорывания одних интрузий другими» [Лурье и др., 1962].

В настоящее время М. Л. Лурье, В. Л. Масайтис, Л. А. Полунина и другие исследователи выделяют тринадцать интрузивных комплексов, образовавшихся в пять фаз траппового вулканизма.

Схема расчленения трапповых интрузий на комплексы могла бы, по видимому, быть положена в основу металлогенического прогнозирования на территории Сибирской платформы. К сожалению, схема эта недоработана и практическое применение ее затруднено, а нередко и невозможно из-за сходства пород, слагающих интрузии различных комплексов. Как отмечают многие исследователи, «прямых геолого-петрографических данных для подобного разделения недостаточно» [Голубков, 1963]. Поэтому при съемках в различных районах используются местные схемы расчленения интрузив-

ных траппов. Часто такие схемы основаны на разных принципах и сопоставлять их между собой трудно. Корреляция интрузий, развитых в удаленных районах, проводится (если вообще проводится) по чисто формальным признакам.

Чтобы надежно расчленить трапповые интрузии на комплексы или петрохимические типы, необходимо найти объективные признаки, которые можно положить в основу их классификации. По-видимому, в качестве таких признаков могут быть использованы магнитные свойства. Можно выделить несколько групп интрузий, различающихся по параметрам намагниченности.

Поскольку намагниченность пород отражает условия их образования и состав, следует ожидать соответствия между магнитными группами интрузий и определенными геолого-петрохимическими комплексами. Однако точного соответствия здесь быть не может. Некоторые группы, по-видимому, должны объединять несколько комплексов.

Трапповые интрузии по магнитным свойствам могут быть разделены на четыре крупные группы. Некоторые разновидности траппов (пойкилолитовые долериты, толеитовые долериты р. Курейки и др.), слагающие самостоятельные интрузии, также, вероятно, составляют отдельные магнитные группы. Однако из-за недостатка фактических материалов окончательного вывода сделать еще нельзя.

Соответствие выделенных групп определенным интрузивным комплексам устанавливалось путем сравнения полученных данных с местными схемами расчленения интрузий. Для этого использовались материалы Всесоюзного геологического института, Курейской и Норильской экспедиций Красноярского геологического управления.

Отнесение интрузий к той или иной группе базируется на результатах исследований намагниченности образцов из различных дифференциатов, слагающих тело интрузии. Установлено, что основные характеристики магнитных свойств (полярность, лабораторные параметры намагниченности) постоянны для всего разреза интрузии; изменяются, и то, как правило, в ограниченных пределах, только величины индуктивной J_i и остаточной J_n намагниченности. Так, например, несмотря на то, что дифференциаты интрузии Норильск-I резко различаются между собой, положительная полярность и лабораторные характеристики магнитных свойств выдержаны по всему разрезу. Лишь породы из придонных частей интрузии, содержащие значительное количество пирротина, обладают пониженной стабильностью J_n по отношению к переменным полям.

МЕТОДИКА ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ПОРОД И ФЕРРОМАГНЕТИКОВ

Под ферромагнетиками понимаются ферромагнитные минералы, выделенные из протолок образцов траппов. Предварительно из истертой на керамической шаровой мельнице пробы выделялась в водной среде электромагнитная фракция. После сушки и дополнительного истирания в агатовой ступке из нее извлекали при помощи постоянного магнита магнитную фракцию. Таким образом, было исключено заражение железом в процессе обработки пробы. Определяли термомагнитные свойства ферромагнетиков (индуктивная намагниченность в поле около 200 э); коэрцитивную силу насыщения H_{cs} ; свойства термоостаточной намагниченности в полях 0,5—20 э.

Термоманитный анализ (изменение индуктивной намагниченности при нагревании) проводили на термобаллистической установке с ценой деления $\epsilon = 0,14$ ед. СГС/мм*. Исследуемые фракции с крупностью зерна 100—150 мк засыпали в кварцевую пробирку цилиндрической формы

* Метод основан на измерении при помощи баллистического гальванометра индукционного тока, возникающего в катушке вследствие изменения в ней магнитного потока при перемещении образца относительно катушки.

длиной 60 мм и диаметром 2,5 мм. Максимальная температура нагревания в кварцевой печи составляла 800° С. Для предотвращения окисления в процессе нагрева и охлаждения в печи поддерживался вакуум порядка 10⁻² мм рт. ст.

Заключение о присутствии в ферромагнетике нескольких магнитных фаз делалось в том случае, если на кривой $J(t)$ отмечался максимум намагниченности (эффект Гопкинсона) или изменение градиента dJ/dt . Известно, что эффект Гопкинсона, т. е. возрастание магнитной восприимчивости, происходит вблизи точки Кюри и связан с уменьшением в этой области температур коэрцитивной силы, что облегчает процесс намагничивания и приводит к росту магнитной восприимчивости. Такая методика выделения ферромагнитных фаз позволяет, естественно, оценивать не точку Кюри, а область вблизи нее, ширина которой около 50°.

В связи с тем, что ферромагнетики траптов изменяются при нагревании даже до температур 400–600° С, термомагнитный анализ проводился по

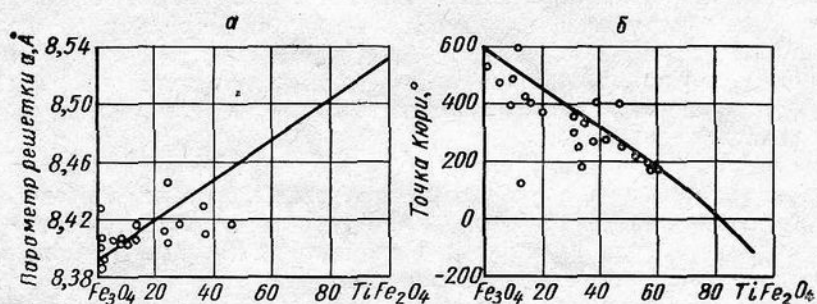


Рис. 21. Зависимость постоянной решетки a и точки Кюри b от химического состава серии $TiFe_2O_4 - Fe_3O_4$ (по Т. Нагата). Точками нанесены данные для ферромагнетиков интрузивных траптов.

циклу: нагрев до 800° С, охлаждение до 20° С, повторный нагрев до точки Кюри с последующим охлаждением и третьим нагревом (контрольным) до T_K . После термообработки при температуре 800° С достигалось стабильное состояние ферромагнетика, т. е. неизменность его магнитных свойств при последующих нагреваниях.

Если в исходных фракциях отмечается, как правило, одна магнитная фаза с точкой Кюри, близкой к 560° С, то после термообработки обычно обнаруживаются две фазы с различными T_K . Этот факт легко объясняется следующим образом. В исходной пробе ферромагнетика представлены двумя видами титаномагнетита, распавшегося на магнетит и ульвошпинель (ильменит). Структуры распада установлены микроскопическими исследованиями рудных минералов. Поскольку ильменит и ульвошпинель практически немагнитны, намагниченность исходных фракций определяется главным образом магнетитом.

Термообработкой при температурах порядка 800° С достигается гомогенизация титаномагнетитов [Нагата, 1965]. С некоторым приближением можно считать, что термообработка приводит титаномагнетит в то состояние, в котором он находился в породе в момент образования интрузии. Появляющиеся в результате прогрева две магнитные фазы имеют точки Кюри, соответствующие титаномагнетитам с различным содержанием титана; этими минералами и определяются магнитные свойства фракций, прошедших термообработку при 800° С.

Точка Кюри и параметры кристаллической решетки ферромагнетиков зависят от содержания ульвошпинели $TiFe_2O_4$. Этот факт хорошо согласуется с экспериментальными данными, полученными в результате изучения синтезированных титаномагнетитов (рис. 21).

Коэрцитивная сила насыщения H_{cs} определялась на термобаллистической установке. Намагниченность насыщения создавалась в поле 5000 э.

Свойства термоостаточной намагниченности изучались на астатическом термомагнитометре с ценой деления $\varepsilon = 3 \times 10^{-3}$ ед. СГС/мм.

Измерялась величина термоостаточной намагниченности, полученной при охлаждении в поле 5 э; исследовалась стабильность J_{rt} к переменному полю и процесс развития парциальной термоостаточной намагниченности для ферромагнитных фракций.

Для контроля за изменением структуры ферромагнетиков в процессе термообработки проводили измерение параметра кристаллической решетки на рентгеновском дифрактометре УРС-50И. Определение параметра решетки проведено для 56 проб до термообработки и после нее, в том числе для 31 фракции из траппов нормальной полярности, 25 — из траппов обратной полярности. Средняя погрешность определения постоянной решетки составляла 0,003 Å.

В комплекс лабораторных исследований входили также исследование J_n в переменном поле, температурное размагничивание J_n и термомагнитный анализ.

Исследование J_n в переменном поле проводилось на образцах грубо изометрической формы размером от $3 \times 3 \times 3$ до $5 \times 5 \times 5$ см; ориентировка образца сохранялась.

Установка для размагничивания переменным полем состояла из систем колец, компенсирующих поле Земли, и катушки, создающей переменное поле.

Образец, помещенный в специальном держателе, устанавливался в немагнитном пространстве (в центре компенсирующих колец) и подвергался действию переменного поля убывающей до нуля амплитуды в трех взаимно перпендикулярных направлениях. Максимальная амплитуда \vec{H} составляла 300—400 э. После действия поля заданной амплитуды на астатическом магнитометре измеряли величину и направление остаточной намагниченности.

Температурное размагничивание J_n также проводилось на образцах неправильной формы. Образец последовательно нагревался до температур 50, 100, 200, 300, 400, 500° С. После нагрева до заданной температуры образец охлаждался в немагнитном пространстве, и на астатическом магнитометре измеряли его остаточную намагниченность.

Термомагнитный анализ (исследование изменения остаточной намагниченности насыщения J_s при нагревании) проводился на призмах размером от $5 \times 5 \times 50$ до $10 \times 10 \times 70$ мм, выпиленных их образцов. На астатическом магнитометре непрерывно регистрировалось изменение остаточной намагниченности насыщения при повышении температуры. Нагревание происходило в неиндуктивной кварцевой печи в вакууме 10^{-2} — 10^{-1} мм рт. ст. Намагниченность насыщения создавалась электромагнитом в поле $(5-10) \cdot 10^3$ э.

ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППОВ РАЗЛИЧНЫХ МАГНИТНЫХ ГРУПП

Для характеристики состава интрузивных траппов нами сделано 160 силикатных анализов; остальные заимствованы из работ других авторов.

Выделяемые группы траппов охарактеризованы с различной степенью детальности. Если для хорошо изученных рудоносных интрузий Норильского района и широко распространенных обратно полярных траппов имеются десятки анализов, то для недифференцированных нормально полярных интрузий, развитых на ограниченных площадях, мы располагаем небольшим их количеством.

При сравнении химического состава трапцов различных групп резкой разницы не обнаруживается; также незначительны различия в средних составах пород интрузивных комплексов, выделяемых М. Л. Лурье и др. [1962]. Как указывалось выше, большинство интрузий западной части платформы по магнитным свойствам можно разделить на четыре крупные группы: одна из них характеризуется отрицательной полярностью вектора остаточной намагниченности, остальные три — положительной.

Среди интрузий рассматриваемого района встречаются недифференцированные и слабодифференцированные интрузии, дифференцированные интрузии норильского типа, пластовые интрузии титан-авгитовых диабазов (Норильский район), а также интрузии пойкилоофитовых долеритов, которые широко распространены в центральной и северной областях Сибирской платформы.

Ф. С. Файнбергом [1960] установлено существенное различие в составе трапцов положительной и отрицательной полярности в разрезе р. Ангары. Однако выявленные закономерности, справедливые для ограниченного района, не могут быть распространены на всю территорию западной части платформы.

Рассмотрим важную характеристику состава трапцов — коэффициент железистости Ψ , указывающий на степень обогащения пород железом,

$$\Psi = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100.$$

По величине Ψ между обратно полярными трапцами и трапцами недифференцированных интрузий положительной полярности отмечается некоторое различие: первые по сравнению со вторыми характеризуются несколько повышенными коэффициентами железистости (в среднем 70) и пониженным содержанием SiO_2 . В результате на графике $\Psi - \text{SiO}_2$ точки трапцов отрицательной полярности повсеместно располагаются выше точек трапцов положительной полярности, причем зависимость эта выражена совершенно четко (рис. 22).

Для пород дифференцированных интрузий Норильского района отмечаются невыдержанные величины Ψ (от 38 до 80); содержание SiO_2 колеблется в широких пределах — от 38 до 50%. Точки $\Psi - \text{SiO}_2$ для них разбросаны по всей площади графика, не занимая какой-либо определенной области (на рис. 22 не нанесены).

Совершенно особый состав имеют титан-авгитовые диабазы. Величина Ψ их составляет 68—80 при низких содержаниях SiO_2 — от 44 до 47%.

Таким образом, интрузии различных групп по химизму существенно отличаются друг от друга. Интрузии норильского типа характеризуются совершенно особым химизмом, что отмечается многими исследователями. Следовательно, каждая из выделяемых по магнитным свойствам групп представляет определенный петрохимический тип интрузий.

Особенно большое значение имеют результаты химического анализа ферромагнитных фракций, выделенных из протолочек интрузивных трапцов, поскольку намагниченность их обусловлена главным образом минералами, входящими в эту фракцию. Вместе с тем состав магнетита и титаномагнетита зависит от исходного состава магмы.

Приступая к рассмотрению результатов анализа ферромагнитных фракций трапцов, следует прежде всего отметить, что, несмотря на тщательность отбора, чистых фракций выделить не удалось. Все фракции содержат от 1 до 14, в единичных случаях до 17% SiO_2 (табл. 15). Это означает, что при сепарации пробы загрязнялись силикатами, по-видимому, за счет тонких сростаний с рудными минералами. Судя по минеральному составу трапцов, вместе с кремниескислотой, входящей в состав силикатов, фракции могли загрязняться щелочами, алюминием, кальцием, магнием и закисным железом. Из перечисленных элементов нас больше всего интересуют два последних, так как они входят также и в состав магнитных минералов.

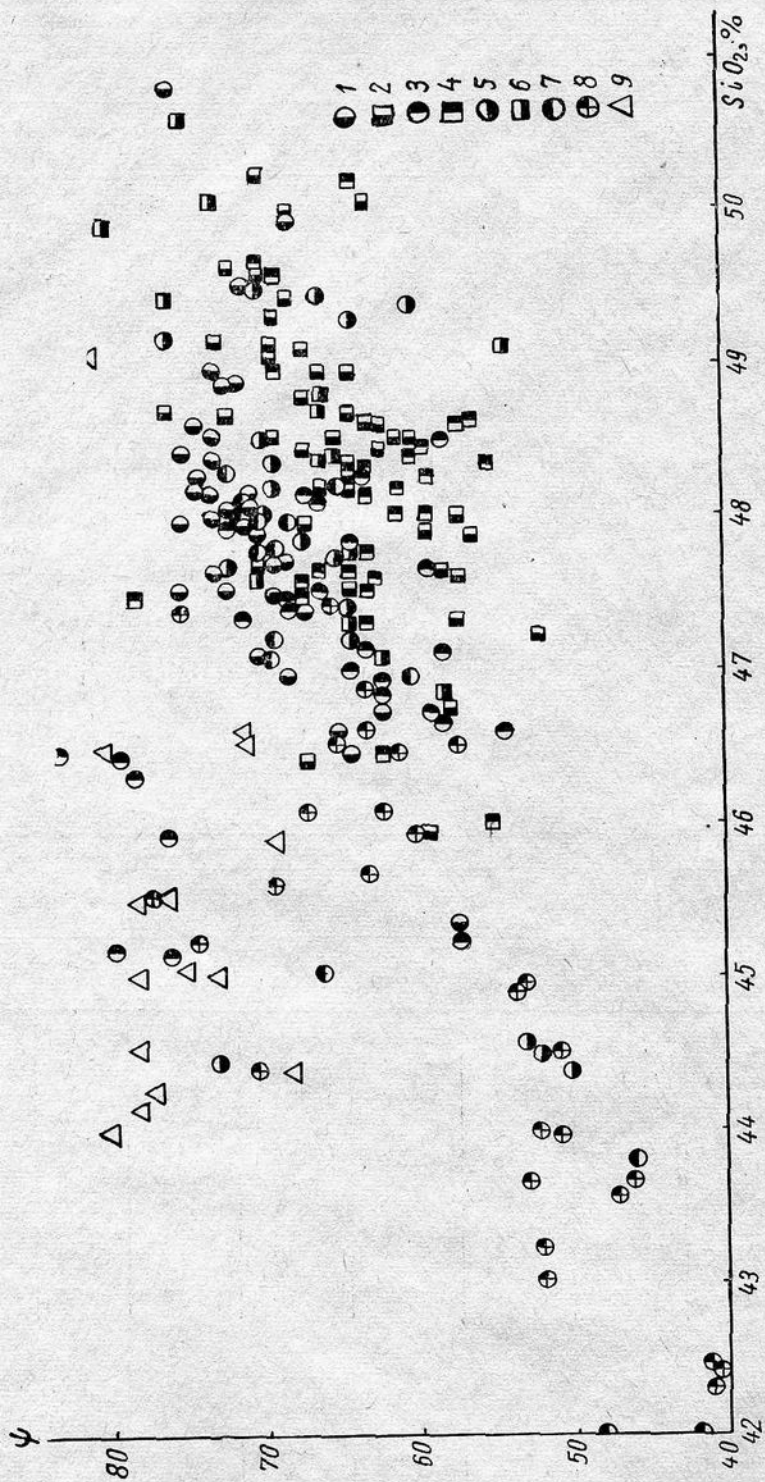


Рис. 22. Зависимость между ψ и SiO_2 интрузивных трапшов.

1, 2 — Приангарье; 3, 4 — Подкаменная Тунгуска, Чуя, Тычаны; 5, 6 — Нижняя Тунгуска, Курейка, Илимген; Норильский район; 7 — недифференцированные интрузии; 8 — Моронговская интрузия; 9 — титан-авгитовые диабазы. Кружками обозначены точки трапшов отрицательной полярности, квадратами и треугольниками — точки трапшов положительной полярности.

Химический состав ферромагнитных

Компо- ненты	Интрузии отрицательной магнитной полярности (I группа)										
	р. Подкамен- ная Тунгуска		р. Нижняя Тунгуска		Норильский район			Приангарье			р. Ан
	обр. 236/3	обр. 248/5	обр. 470/15	обр. 478/3	обр. 267/44	обр. 268/13	обр. 252/22	обр. 717/13	обр. 710/4	обр. 754/3	обр. 39/3
SiO ₂	1,47	10,14	3,64	1,58	5,74	3,56	3,10	4,68	4,52	2,66	9,80
TiO ₂	15,31	13,26	18,54	14,14	14,91	15,92	15,19	14,41	19,75	17,53	8,34
Al ₂ O ₃	2,26	2,77	1,92	3,02	4,34	3,92	2,94	2,72	2,72	2,68	1,83
Fe ₂ O ₃	37,29	37,41	38,06	37,61	31,03	32,13	36,95	36,98	35,71	30,82	43,52
FeO	41,34	30,40	34,38	41,25	40,53	42,52	39,08	37,69	33,40	43,23	30,72
MnO	0,60	0,80	1,02	0,49	0,67	0,59	0,52	0,39	0,95	0,90	0,58
CaO	0,60	1,17	0,25	0,37	0,96	0,53	0,66	0,21	0,14	0,03	0,91
MgO	0,02	1,45	0,08	0,14	0,23	0,13	0,04	2,24	1,47	0,79	3,00
Na ₂ O	0,17	0,38	0,17	0,22	0,34	0,28	0,22	0,22	0,17	0,17	0,32
K ₂ O	0,28	0,50	0,40	0,40	0,30	0,30	0,30	0,14	0,24	0,27	0,32
P ₂ O ₅	0,006	0,033	0,015	0,015	0,016	0,018	0,009	0,0031	0,028	0,007	0,032
П. п. п.	0,27	1,32	1,33	0,33	0,37	0,19	0,69	0,67	0,68	0,45	0,89

Нормативный состав

mt	55	58	51	57	51	50	55	56	46	46	72
il	10	36	48	4	1	48	16	27	53	7	14
ul	35	6	1	39	48	2	29	17	—	46	14
ge	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—

Компо- ненты	Интрузии положительной магнитной полярности (II группа)									
	р. Чуя					р. Нижняя Тунгуска				
	обр. 837/21	обр. 804/1	обр. 804/5	обр. 828/19	обр. 808/25	обр. 454/7	обр. 456/4	обр. 495/6	обр. 591/14	
SiO ₂	7,50	3,54	12,90	7,32	3,18	17,54	9,92	6,92	4,72	
TiO ₂	13,70	20,75	3,39	18,34	21,16	10,64	18,21	15,19	13,02	
Al ₂ O ₃	2,23	2,32	3,34	2,90	2,41	3,75	3,11	2,04	2,13	
Fe ₂ O ₃	33,58	28,02	51,28	23,63	28,54	30,82	29,37	37,88	44,28	
FeO	36,80	42,52	23,19	42,87	41,62	26,23	33,65	33,47	31,84	
MnO	0,48	0,79	0,43	0,58	0,89	0,71	0,94	1,07	0,54	
CaO	1,18	0,03	2,69	0,90	0,07	2,88	1,96	0,37	2,17	
MgO	2,08	1,56	1,40	2,73	1,74	5,02	1,35	1,13	0,33	
Na ₂ O	0,24	0,16	1,18	0,33	0,15	0,41	0,40	0,17	0,25	
K ₂ O	0,31	0,15	0,22	0,18	0,16	0,44	0,46	0,31	0,30	
P ₂ O ₅	0,021	0,032	0,022	0,057	0,049	0,036	0,041	0,008	0,057	
П. п. п.	1,39	0,45	0,43	0,53	0,39	2,12	0,86	1,58	0,86	

Нормативный состав

mt	55	40	86	39	40	59	47	55	63
il	11	25	11	3	30	29	34	36	37
ul	34	35	3	58	30	12	19	9	—
ge	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Анализы производились в лаборатории Красноярского геологического управления; аналитик Р.

Фракций интрузивных грантов *

Интрузии положительной магнитной полярности (III группа)

гара	р. Чадобец				р. Карабула				р. Подкаменная Тунгуска			
	обр. 34/13	обр. 718/17	обр. 719/4	обр. 721/1	обр. 764/10	обр. 770/40	обр. 774/8	обр. 780/8	обр. 204/14	обр. 221/18	обр. 245/9	обр. 855/5
27,40	2,54	12,16	3,54	9,70	13,16	7,72	17,16	15,10	8,98	4,84	12,02	
5,48	19,54	19,83	21,56	15,92	19,54	24,18	13,30	10,48	10,15	13,58	12,69	
3,90	2,18	2,99	2,10	2,68	4,28	2,94	4,15	4,94	2,89	2,81	2,63	
28,68	31,49	26,16	28,45	29,29	31,50	25,28	35,75	34,75	38,67	37,92	29,13	
20,26	41,62	32,33	41,45	35,16	22,86	32,15	21,44	22,98	34,19	37,27	36,09	
0,43	0,62	0,52	0,76	0,76	3,46	1,76	0,39	0,52	0,59	1,10	0,75	
5,21	0,09	1,65	0,30	1,54	0,85	3,30	2,03	4,48	0,53	0,48	1,43	
5,48	0,94	1,95	1,14	3,08	1,16	1,05	2,37	3,05	2,63	0,20	3,71	
0,69	0,14	0,42	0,20	0,29	0,66	0,26	0,83	0,64	0,26	0,31	0,26	
0,42	0,13	0,36	0,15	0,25	0,71	0,19	0,67	0,40	0,36	0,46	0,36	
0,073	0,022	0,057	0,049	0,10	0,15	0,032	0,13	0,041	0,019	0,013	0,037	
1,57	0,47	1,20	0,71	0,85	1,53	0,74	1,33	2,30	1,16	0,65	0,92	

Ферромагнетиков, мол. %

72	44	39	31	48	16	31	—	54	66	58	53
14	25	51	26	24	56	66	—	38	6	15	—
14	31	10	43	28	—	—	—	—	28	27	47
—	—	—	—	—	28	33	—	8	—	—	—

Продолжение табл. 15

Дифференцированные интрузии (IV группа)

Норильск-I		Гора Черная	Гора Зуб	Норильск-II			Прочие интрузии	
обр. 881	обр. 1014	обр. 262/28	обр. 269/16	обр. 1025/5	обр. 1025/16	обр. 1026/6	обр. 1040/5	обр. 1040/2
4,56	11,24	7,76	11,22	9,86	9,28	7,84	12,78	6,08
11,57	5,12	20,15	9,87	21,76	21,84	19,34	15,51	22,77
3,11	3,41	2,55	2,43	2,37	2,28	2,32	3,31	2,32
50,99	44,63	37,03	42,33	30,98	31,54	43,78	36,14	39,72
24,61	26,96	22,80	24,61	24,80	24,80	21,54	21,80	20,13
0,81	0,57	0,67	0,94	1,28	1,39	1,39	0,86	1,33
1,99	1,80	6,44	2,67	5,46	5,70	0,63	4,67	5,00
0,23	3,81	0,04	3,22	0,91	0,99	1,29	2,02	0,68
0,20	0,32	0,15	0,16	0,25	0,18	0,27	0,47	0,47
0,25	0,27	0,25	0,25	0,23	0,17	0,25	0,60	0,16
0,009	0,045	0,046	0,040	0,025	0,020	0,018	0,063	0,007
1,62	1,32	1,64	1,82	1,54	1,46	1,50	1,37	1,10

Ферромагнетиков, мол. %

42	81	13	56	15	15	11	26	—
31	9	52	32	59	58	47	46	53
—	10	—	—	—	—	—	—	—
27	—	35	12	26	27	42	28	47

Д. Тимошенко.

Прежде всего попытаемся ответить на вопрос о том, какое количество магния заносится в пробу вместе с силикатами. Сопоставим для этого содержания SiO_2 и MgO по всем проанализированным фракциям. На рис. 23 видна прямая зависимость между содержаниями кремнекислоты и магния; в пробах с низкими содержаниями SiO_2 магний практически отсутствует. Таким образом, можно считать, что весь магний входит в состав силикатов; ферромагнитные минералы траптов содержат его в пренебрежимо малых количествах. В таком случае в состав ферромагнетиков могут входить главным образом FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 .

Судя по результатам лабораторных исследований магнитных свойств, основными ферромагнетиками траптов являются магнетит ($T_K \approx 560^\circ \text{C}$) и титаномагнетит с переменным соотношением магнетитовой и ильменитовой составляющих ($T_K \approx 150 \div 540^\circ \text{C}$). Тот же состав рудных минералов

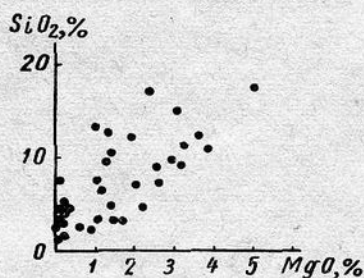


Рис. 23. Зависимость содержания MgO от количества SiO_2 в магнитных фракциях, выделенных из образцов интрузивных траптов.

устанавливается и при микроскопических исследованиях полированных шлифов траптов. Титаномагнетит представляет собой частично или полностью распавшийся твердый раствор магнетита и ильменита. Следовательно, окислы FeO , Fe_2O_3 и TiO_2 следует пересчитать на магнетит $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ и ильменит $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$. При пересчете было сделано допущение, что титан ни в какие иные минералы не входит. В результате пересчета обнаружилось, что в большинстве случаев остается избыток FeO ; этот избыток может быть обусловлен загрязнением пробы железосодержащими силикатами. В таком случае количество избыточного FeO должно быть тем больше, чем больше фракция загрязнена кремнекислотой. В действительности же этого не наблюдается, что может означать только одно: двухвалентное железо входит главным образом в состав рудной части фракции. Следовательно, получаемый избыток FeO следует пересчитать на другой рудный минерал, по-видимому, ульвошпинель $2\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$.

При микроскопических исследованиях ульвошпинель в траптах не отмечалась. Она может входить в состав титаномагнетита. Ряд авторов считает [Нагата, 1965], что твердые растворы с магнетитом может образовывать только ульвошпинель; ильменит же в определенных количествах растворяется в гематите.

Рассмотрим тройную диаграмму $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ (рис. 24) состава ферромагнитных фракций траптов. Фигуративные точки состава группируются в основном вдоль линии $ul-mt$, отклоняясь в сторону $il-ge$, что отвечает частичному окислению материала. Таким образом, данные анализа свидетельствуют о наличии в составе фракций ульвошпинели; обстоятельство, что она не отмечена при микроскопических исследованиях, объясняется трудностью диагностики: П. Рамдор [1962], Т. А. Никольская [1961] и другие исследователи указывают, что по оптическим свойствам ульвошпинель практически неотличима от ильменита, особенно в тонких пробах.

Учитывая изложенные соображения, окислы железа и титана следует пересчитывать на следующие минералы*: mt (магнетит) $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$; il (ильменит) $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$; ul (ульвошпинель) $2\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$; ge (гематит) Fe_2O_3 . При этом принимается, что магний в состав ферромагнетиков не входит, все трехвалентное железо входит в магнетит, весь титан входит в ильменит

* Минералом, по Г. Оллиngu [1941], называется такое химическое соединение, которое имеет определенный состав, определяет состав природных минералов, однако в чистом виде в природе, как правило, не встречается.

и ульвошпинель. Относительные количества этих минералов рассчитываются таким образом, чтобы не оставалось свободной закиси железа. Если количество FeO недостаточно для пересчета на *mt* и *ul*, то окислы пересчитываются на *mt* и *il*; остаток Fe₂O₃ пересчитывается на *ge* (в природном соединении он может соответствовать маггемиту). Результаты пересчета даны на рис. 25.

Анализируются фракции, выделенные из обратно полярных трапхов (I группа), пород дифференцированных интрузий норильского типа (IV группа) и положительно полярных трапхов западной части платформы (II группа). Последние ввиду недостаточности материала на группы не разделены.

Нормативный состав ферромагнетиков обратно полярных трапхов весьма выдержан: содержание *mt* изменяется от 30 до 50%, *ul* и *il* — от 0 до 50%.

Породы нормально полярных интрузий характеризуются также магнетит-ульвошпинель-ильменитовым со-

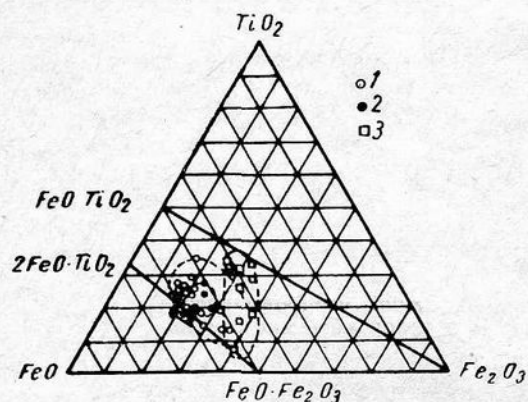


Рис. 24. Тройная диаграмма FeO—Fe₂O₃—TiO₂ состава магнитных фракций трапхов (мол. %). 1 — недифференцированные интрузии нормальной полярности (II группа); 2 — интрузии обратной полярности (I группа); 3 — дифференцированные интрузии норильского типа (IV группа).

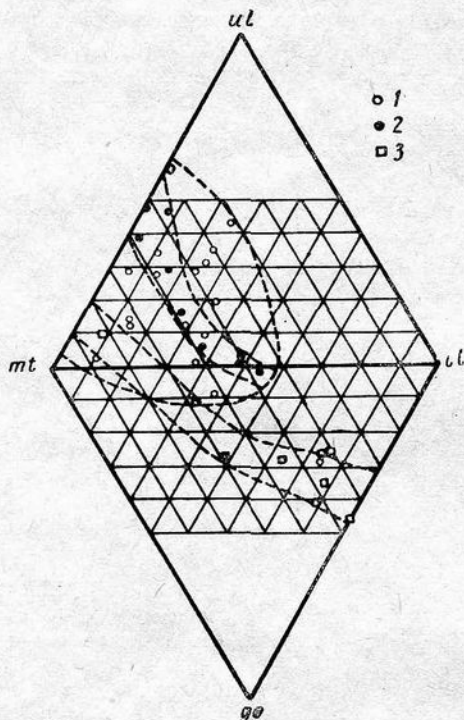


Рис. 25. Диаграмма (*mt*)—(*il*)—(*ul*)—(*ge*) нормативного состава ферромагнетиков интрузивных трапхов (мол. %).

1 — недифференцированные интрузии нормальной полярности (II группа); 2 — интрузии обратной полярности (I группа); 3 — дифференцированные интрузии норильского типа (IV группа).

ставом ферромагнетиков; однако соотношение минералов здесь непостоянно: фигуративные точки занимают на диаграмме большую расплывчатую область.

Наконец, магнитные минералы дифференцированных интрузий норильского типа отличаются от всех прочих почти полным отсутствием ульвошпинели и наличием гематита.

Таким образом, по составу ферромагнитных минералов интрузивные трапфы достаточно четко разделяются на три группы; эти же группы, как было показано выше, выделяются и по химизму пород*.

* Ферромагнитные фракции титан-авгитовых диабазов не анализировались.

Индуктивная намагниченность

Индуктивная намагниченность связана с магнитной восприимчивостью κ соотношением $J_i = \kappa H$, где H — напряженность намагничивающего поля. В настоящей работе приводятся величины J_i в земном поле, напряженность которого в центральной части Сибирской платформы составляет 0,6 э.

Направление индуктивной намагниченности почти всегда совпадает с направлением вектора земного магнитного поля, если величина κ не превышает $5 \cdot 10^{-3}$ СГС; магнитная восприимчивость интрузивных траппов практически никогда не достигает этого предела.

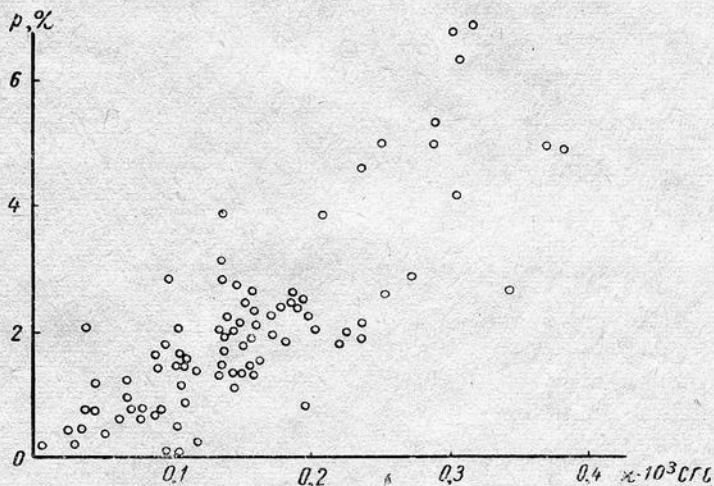


Рис. 26. Зависимость величины магнитной восприимчивости интрузивных траппов от содержания ферромагнитных минералов.

Между величинами κ , измеренными по образцам, и весом магнитных фракций, выделенных из тех же образцов, обнаруживается линейная зависимость. Фигуративные точки κ — P (P — вес фракции в процентах к весу образца) группируются около прямой линии, независимо от петрографического состава и магнитной полярности пород (рис. 26).

Естественная остаточная намагниченность

Исследования магнитных свойств интрузивных траппов и выделенных из них ферромагнетиков позволяют заключить, что суммарная остаточная намагниченность складывается из нескольких составляющих. Основной из них является термоостаточная намагниченность, слабее выражена вязкая, в некоторых случаях обнаруживается изотермическая; в обратном полярных траппах можно предполагать намагниченность, обусловленную процессами самообращения.

Термоостаточная намагниченность является основной компонентой естественной остаточной намагниченности, что устанавливается по сходству поведения J_n и J_{rt} в переменных полях и характеру изменения J_n при температурном размагничивании*.

Величина отношения J_n/J_{rt} обычно составляет 0,6—0,7, что также указывает на термоостаточную природу J_n . Лишь для обратно полярных

* J_{rt} — термоостаточная намагниченность, созданная в поле 0,5 э.

траптов $J_n/J_{rt} < 0,5$, что объясняется изменением состава ферромагнетиков при нагревании.

Вязкая намагниченность J_{rv} обычно составляет небольшую долю в общей величине J_n . В единичных случаях отмечены породы, полностью перемагниченные современным полем Земли [Металлова, Файнберг, 1963], но, как правило, воздействие переменного поля с амплитудой до 150 э незначительно изменяет величину и направление J_n , что свидетельствует о малой величине J_{rv} .

По-видимому, радиальное распределение J_n обратно полярных траптов обусловлено значительной долей вязкой намагниченности. Этим можно объяснить возрастание величины J_n пород с малыми наклонениями при размагничивании переменными полями до 100—150 э. Следует, однако, иметь в виду, что вторичная намагниченность в данном случае состоит не только из вязкой, но и из остаточной намагниченности, возникающей при распаде титаномагнетита (кристаллизационная).

Изотермическая намагниченность отмечена лишь на отдельных участках некоторых интрузий. Для изотермически намагниченных пород характерны аномально высокие величины и разнообразная ориентировка J_n . При лабораторных исследованиях обнаруживаются стабильность по отношению к переменным полям, одинаковый магнитофазовый состав и вид зависимости $J_n(H)$ для пород разной полярности в пределах изотермически намагниченных участков одной интрузии.

Намагниченность, обусловленная процессами самообращения. Большинство исследователей [Давыдов, 1965; Саврасов, Камышева, 1963] рассматривает отрицательную намагниченность траптовых интрузий как результат инверсии геомагнитного поля в триасе. Нет оснований полностью отвергать эту гипотезу. Однако, учитывая исключительную важность выводов, вытекающих из признания инверсии для решения ряда геологических вопросов, необходимо оценить и возможность самообращения намагниченности. Одним из путей решения вопроса является детальное изучение процесса возникновения термоостаточной намагниченности. С этой целью исследовались ферромагнетики, выделенные из образцов траптов положительной (10 фракций) и отрицательной (9 фракций) полярности.

В ферромагнетиках нормально полярных траптов обнаруживается обычный процесс возникновения термоостаточной намагниченности (рис. 27, а). Парциальное намагничивание* происходит в полном соответствии с теорией: после выключения намагничивающего поля термоостаточная намагниченность возрастает при охлаждении вследствие увеличения спонтанной намагниченности с уменьшением температуры. Если температура выключения поля близка к температуре образования термоостаточной намагниченности (область вблизи точки Кюри), то возрастание интенсивности J_{rpt} , полученное на любом температурном интервале, может достигать 100—200%**.

Из девяти ферромагнитных фракций, выделенных из обратно полярных траптов, аналогичный характер возникновения J_{rpt} отмечен только в двух (Средне-Ергалахская интрузия), отличающихся также и тем, что после термообработки в них преобладает низкотемпературная магнитная фаза.

В остальных семи случаях после включения поля при температурах, близких к T_K низкотемпературной фазы, термоостаточная намагниченность убывает или на всем температурном интервале вплоть до 20° С, или только в некотором диапазоне температур, а затем остается постоянной или незначительно возрастает (рис. 27, б). В целом уменьшение намагни-

* Парциальная намагниченность J_{rpt} возникает при охлаждении ферромагнетика в магнитном поле в некотором интервале температур t_2-t_1 . Напряженность намагничивающего поля составляла 5 э.

** За 100% принята величина намагниченности в момент выключения поля.

ченности при охлаждении колеблется в пределах от 60 до 0%. При этом, если J_{rpt} создается в интервале температур, меньших, чем точка Кюри низкотемпературной фазы, уменьшения намагниченности не наблюдается.

Более детальное изучение этого явления показало, что степень уменьшения J_{rpt} определяется температурой, при которой выключается намагничивающее поле. На графике зависимости величины индуктивной намагниченности от температуры (рис. 28) отчетливо выделяются две ферромагнитные фазы с точками Кюри 325 и 500° С. Наиболее интенсивный спад парциальной термоостаточной намагниченности происходит, если поле выключается при температурах, близких к 325° С.

Этот факт можно объяснить частичным самообращением термоостаточной намагниченности, возникающим в результате намагничивания низко-

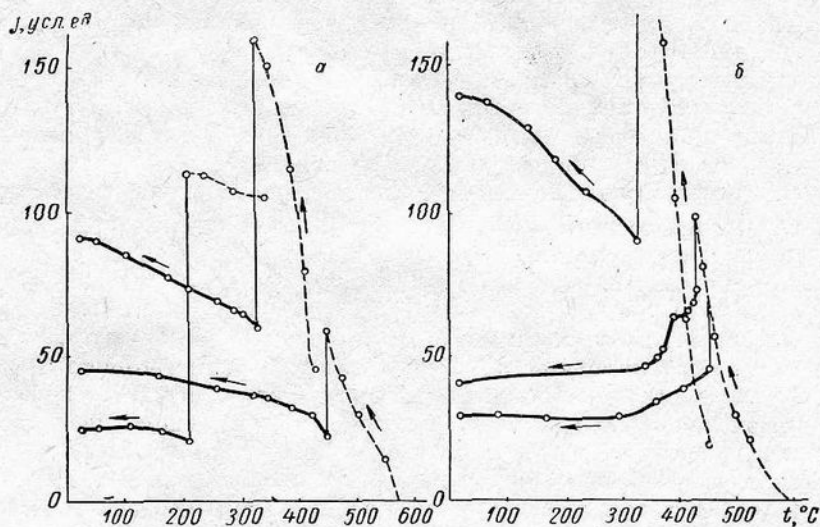


Рис. 27. Изменение парциальной термоостаточной намагниченности при уменьшении температуры: а — ферромагнетики трапсов нормальной полярности; б — ферромагнетики трапсов обратной полярности.

Пунктир — охлаждение в магнитном поле; сплошные линии — охлаждение без поля.

температурной ($T_K \approx 325^\circ \text{C}$) фазы во внешнем поле высокотемпературной ($T_K \approx 500^\circ \text{C}$) *.

Эффект частичного самообращения зависит также от напряженности внешнего поля. Он достигает максимума в поле 1—1,5 э, уменьшается с возрастанием последнего и не наблюдается в полях выше критического (7,5—8,5 э). Аналогичная зависимость наблюдалась для некоторых изверженных пород Т. Нагата [1965].

Обстоятельство, что частично обращенная парциальная намагниченность является суммарной и состоит из двух противоположно направленных компонент убедительно подтверждается характером изменения J_{rpt} при воздействии переменного поля. На рис. 29 приведены кривые $J_{rpt}(\vec{H})$ ферромагнетика, парциальная намагниченность которого получена в различных внешних полях.

При напряженности внешнего поля 3,3 э наблюдалось частичное самообращение J_{rpt} . При воздействии переменного поля отмечается возрастание намагниченности, что можно объяснить размагничиванием одной из противоположно направленных компонент J_{rpt} .

* Частичное самообращение намагниченности отмечено и для фракций, не прошедших термообработки при 800° С, но выражено оно менее отчетливо.

Для J_{rpt} , полученной в поле 8,5 э, доля размагничивающейся компоненты невелика, что полностью согласуется с зависимостью эффекта частичного самообращения от напряженности магнитного поля. В полях 20 и 25 э самообращения не наблюдалось, и поэтому на кривых $J_{rpt}(H)$ вторая компонента не проявляется.

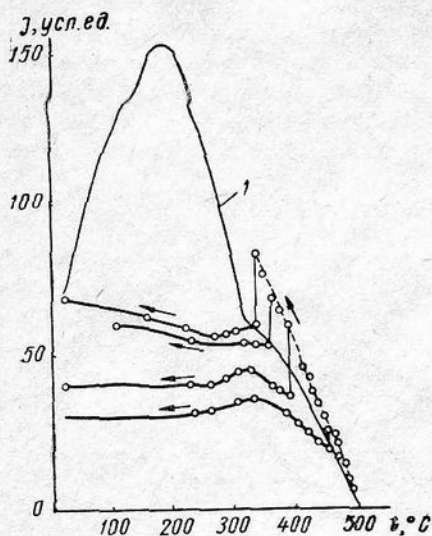


Рис. 28. Изменение парциальной термоостаточной намагниченности при уменьшении температуры. Ферромагнетик трапсов обратной полярности.

Пунктир — охлаждение в магнитном поле; сплошные линии — охлаждение без поля; 1 — кривая изменения индуктивной намагниченности при нагревании для того же ферромагнетика.

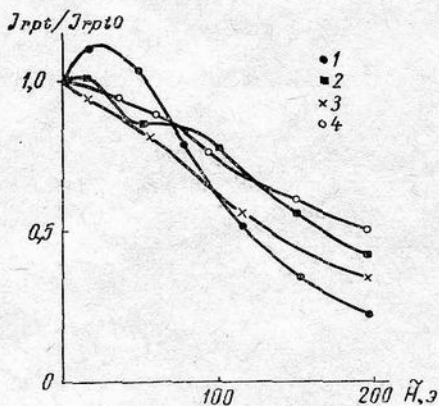


Рис. 29. Размагничивание парциальной термоостаточной намагниченности переменным полем.

Кривые $J_{rpt}(H)$ для парциальных намагниченностей, созданных в полях: 1 — 3,3 э; 2 — 8,5 э; 3 — 20 э; 4 — 25 э.

О наличии сильных взаимодействий между магнитными фазами обратно полярных трапсов свидетельствует также следующий факт. Если стабильность полной J_{rt} ферромагнетиков нормально полярных трапсов к переменному полю полностью определяется коэрцитивной силой насыщения H_{cs} (рис. 30), то для ферромагнетиков трапсов обратной полярности такой закономерности не наблюдается. Все кривые размагничивания $J_{rt}(H)$, независимо от величины коэрцитивной силы, имеют резкий спад при амплитуде $H = 200$ э сохраняется не более 30% начальной J_{rt} . Такой вид кривых $J_{rt}(H)$ характерен для ферромагнитных систем с сильным взаимодействием фаз.

Таким образом, частичное самообращение парциальной термоостаточной намагниченности, характерное для ферромагнетиков обратно полярных интрузивных трапсов,

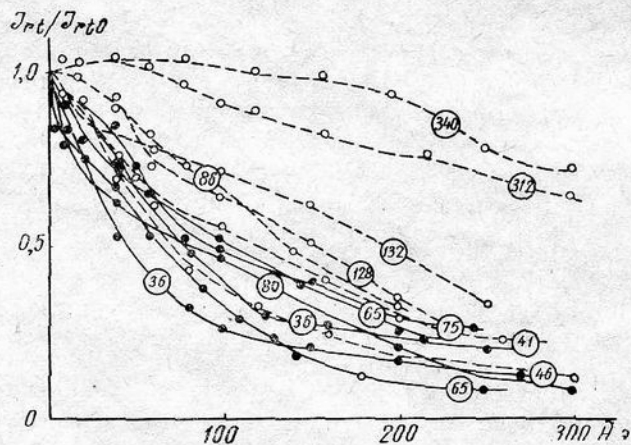


Рис. 30. Размагничивание лабораторной термоостаточной намагниченности переменным полем $J_{rt}(H)$.

Ферромагнетики интрузивных трапсов: пунктир — нормальной полярности, сплошные линии — обратной полярности. Цифры у кривых — коэрцитивная сила насыщения H_{cs} в эрстедах.

связано с определенным составом и структурными особенностями этих ферромагнетиков.

Трапшвые интрузии с различной полярностью естественной остаточной намагниченности различаются также по составу и магнитным свойствам слагающих их пород и выделенных из них ферромагнитных минералов. Поэтому при решении вопроса о причинах отрицательной полярности J_n интрузивных траппов гипотеза самообращения намагниченности исключена быть не может.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППОВ ОТРИЦАТЕЛЬНОЙ МАГНИТНОЙ ПОЛЯРНОСТИ (I ГРУППА)

Интрузии I группы распространены на Сибирской платформе повсеместно: они обнаружены во всех районах западной части платформы, причем в разрезе р. Чуни развиты траппы только отрицательной полярности. По данным Д. И. Саврасова, Г. Г. Камышевой [1963] и В. Ф. Давыдова [1965], обратно полярные интрузии обычны также в Якутии и Иркутской области.

Траппами отрицательной полярности сложены интрузии различного состава и морфологии; обычно это sillы различной мощности — от единиц до десятков метров. Реже ими сложены секущие тела и крутопадающие дайки мощностью от 1 до 20 м. Отмечено несколько случаев, когда обратно полярные дайки прорывают интрузии положительной полярности — как относительно молодые (Норильск-II), так и более древние (интрузии пойкилоофитовых долеритов р. Курейки — катангский комплекс, по М. Л. Лурье и др.).

Степень дифференциации обратно полярных интрузий различна. Мелкие дайки обычно сложены мелкокристаллическими, иногда афанитовыми оливиновыми долеритами; крупные sillы часто дифференцированы: в придонных частях они сложены троктолитовыми долеритами, которые вверх по разрезу сменяются оливиновыми и безоливиновыми долеритами. Нередко в центральных и апикальных частях интрузий отмечаются крупные плиры пегматоидных габбро-долеритов (феррогаббро), обогащенных магнетитом и оливином.

В крупных обратно полярных интрузиях процессы дифференциации могут быть выражены очень сильно, например в Аламджахской интрузии в бассейне р. Вилюя, отрицательная намагниченность которой установлена Д. И. Саврасовым. В целом можно, по-видимому, говорить, что для описываемых интрузий характерно обогащение железом в процессе дифференциации (скаергардская схема). Исключением являются интрузии типа Моронговской (Норильский район), приближающиеся по составу к ультраосновным; они отличаются также, как будет показано ниже, и по магнитным свойствам слагающих их пород — пикритовых, троктолитовых и оливинбиотитовых габбро-долеритов.

В I группу входят интрузии, объединяемые различными исследователями в ангарский, кузьмовский и амовский комплексы (по схеме Всесоюзного геологического института).

Носителями магнетизма в траппах отрицательной полярности являются титаномагнетит, магнетит, ильменит. Преобладает титаномагнетит. Общее количество рудных минералов — 2—5%; в некоторых разновидностях (приконтактовых и пегматоидных) оно достигает 10—15%.

Основной ферромагнетик — титаномагнетит — представляет собой продукт распада твердого раствора на магнетит и ильменит (ульвошпинель). Количество тончайших вростков последнего составляет от 15 до 35% площади титаномагнетитовых зерен. Размеры зерен титаномагнетита колеблются от 0,3 до 1,5 мкм.

Магнетит и ильменит в виде самостоятельных зерен встречаются повсеместно, но содержания этих минералов не превышают десятых долей про-

цента. Нередко наблюдается вторичный магнетит, образующийся при изменении оливина. Количество его достигает иногда 3—5% площади оливковых зерен.

Направление остаточной намагниченности характеризуется запад-северо-западными азимутами не только в пределах западной части платформы, но также в Якутии и Иркутской области [Саврасов, Камышева, 1963; Давыдов, 1965].

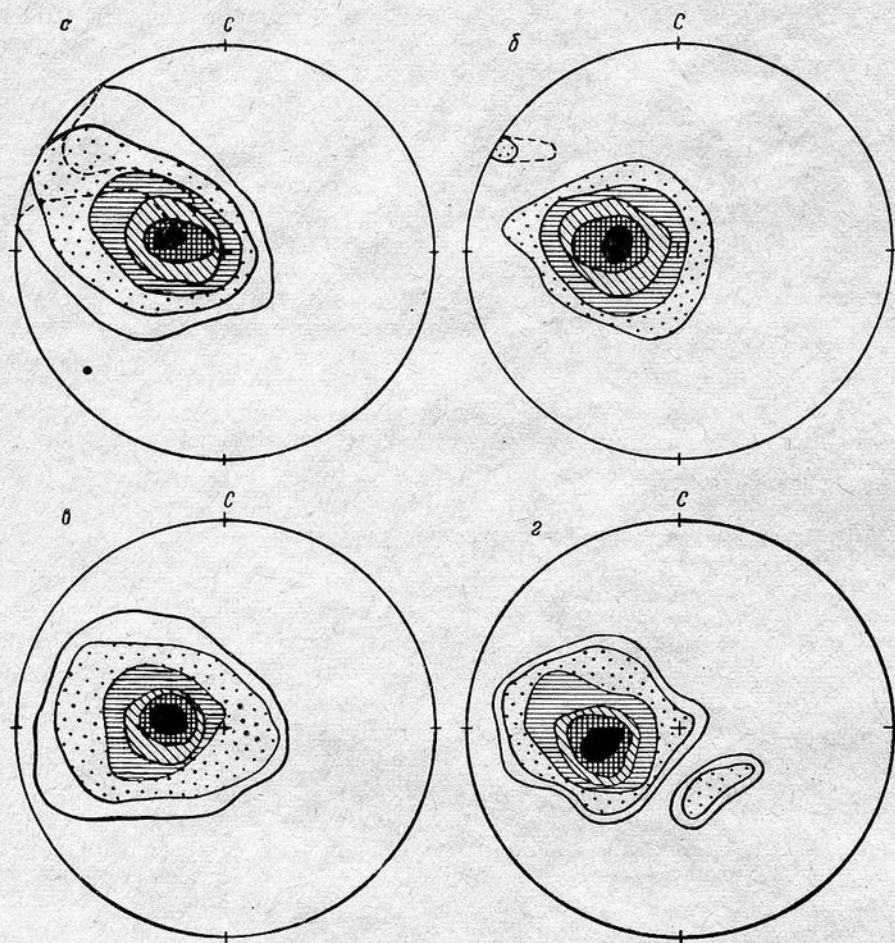


Рис. 31. Диаграммы направлений J_n траппов отрицательной полярности: *a* — Приангарье (изолинии: 0,5; 1; 2,5; 5,0; 7,5; 10% на 1% площади), 1135 измерений; *b* — Подкамменная Тунгуска (изолинии 1; 2,5; 5,0; 7,5; 10% на 1% площади), 373 измерения; *c* — Туруханский район (изолинии: 0,5; 1,0; 2,5; 5,0; 7,5; 10% на 1% площади), 646 измерений; *d* — Норильский район (изолинии: 0,5; 1,0; 2,5; 5,0; 7,5; 10% на 1% площади), 208 измерений.

Сплошные линии — верхняя полусфера; пунктир — нижняя.

Наклонения i вектора остаточной намагниченности в целом отрицательные, большей частью около -70° . Нередко, однако, наклонения J_n составляют меньшие углы ($-40 \div 0^\circ$). Среди обратно полярных в целом интрузий встречаются участки, намагниченные в тех же северо-западных азимутах и имеющие наклонения J_n от 10 до 30° . Такому распределению J_n соответствует на стереографической проекции радиальная полоса запад-северо-западного простирания, почему мы и называем его в дальнейшем «радиальным распределением J_n ».

Радиальное распределение J_n характерно в общем для большинства обратно полярных интрузий. Однако наиболее ярко проявлено оно в Приангарье; в остальных районах выражено слабее, а в северных — почти незаметно (рис. 31).

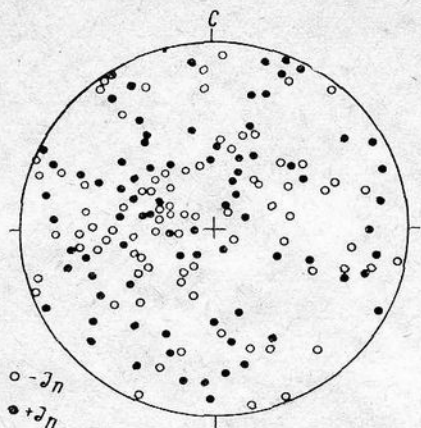


Рис. 32. Стереографическая проекция направлений J_n пород Моронговской интрузии.

на таких участках могут быть интрузии (количество аномально до 25% общего количества).

Индуктивная намагниченность описываемых пород колеблется в пределах $(0,1-1,5) \cdot 10^{-3}$ СГС (обычно $(0,5-1,0) \times 10^{-3}$ СГС). Остаточная намагниченность изменяется в больших пределах, причем интервал колебаний величины J_n тем шире, чем ярче выражен радиальный разброс векторов J_n .

Особое положение занимает Моронговская интрузия, отличающаяся низкими величинами намагниченности (J_i и J_n) и большим разбросом векторов J_n (рис. 32).

В большинстве интрузий отрицательной полярности встречаются участки (образцы), имеющие аномально высокие величины намагниченности; направления J_n самыми разнообразными. В Моронговской намагниченных образцов особенно велико

Магнитные свойства ферромагнитных минералов (28 фракций)

Терромагнитный анализ. Ферромагнетики большинства обратно полярных траппов характеризуются весьма постоянным магнитофазовым составом. На графиках зависимости величины индуктивной намаг-

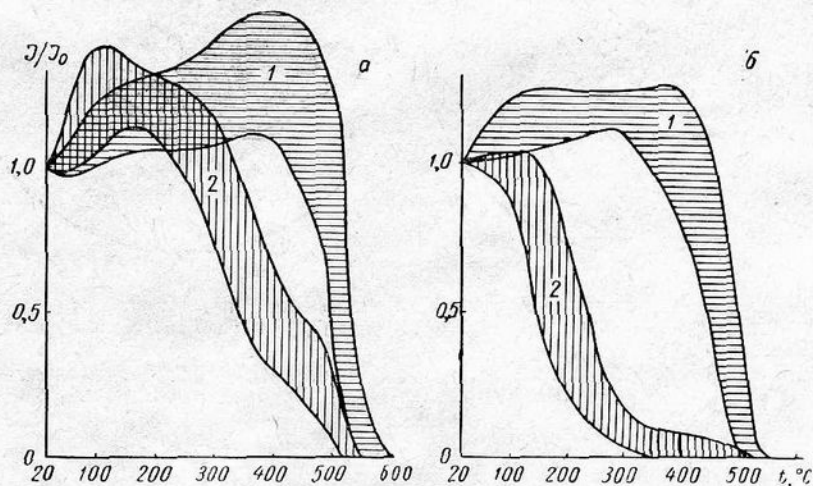


Рис. 33. Зависимость индуктивной намагниченности J от температуры ферромагнетиков траппов обратной полярности.

1 — область кривых $J(t)$ при первом нагреве; 2 — область кривых $J(t)$ при втором нагреве.

ниченности от температуры $J(t)$ отмечается возрастание намагниченности в интервале температур $150-250^\circ\text{C}$ с перегибом при температуре $\sim 400^\circ\text{C}$ и последующим спадом до нуля при $t \approx 530^\circ\text{C}$ (рис. 33, а).

Такой вид зависимости $J(t)$ соответствует наличию трех ферромагнитных фаз с T_K , равной 200—250, 350—400, 520—540° С. Основная доля намагниченности создается фазой с $T_K \approx 350 \div 400^\circ$ С. Однако породы

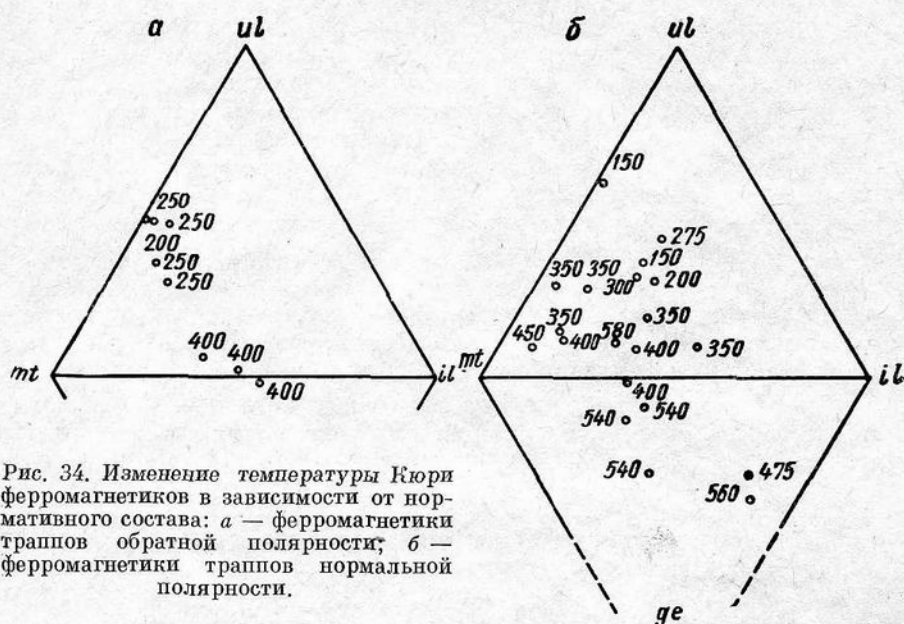


Рис. 34. Изменение температуры Кюри ферромагнетиков в зависимости от нормативного состава: а — ферромагнетики трапсов обратной полярности; б — ферромагнетики трапсов нормальной полярности.

ряда интрузий содержат ферромагнетики несколько иного магнито-фазового состава (рис. 33, б). Преобладающая фаза в них — низкотемпературная, с $T_K \approx 200 \div 250^\circ$ С; при температурах, превышающих 250° С, остается 10—30% начальной намагниченности.

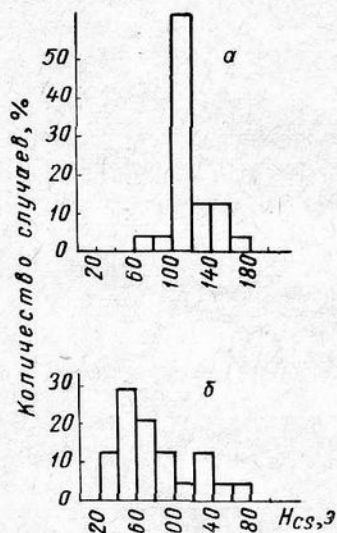


Рис. 35. Гистограммы коэрцитивной силы насыщения H_{cs} ферромагнетиков обратно полярных трапсов: а — до термообработки; б — после термообработки.

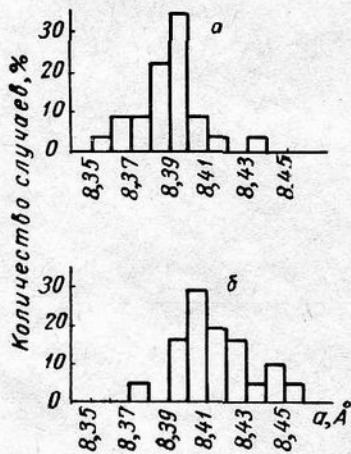


Рис. 36. Гистограммы постоянной кристаллической решетки ферромагнитных минералов в трапсах обратной магнитной полярности: а — до термообработки; б — после термообработки.

Различия в температурах Кюри ферромагнетиков обусловлены неодинаковым их составом.

Известно [Нагата, 1965], что T_K титаномagnetитов изменяется в широких пределах в зависимости от содержания в них ульвошпинелевой

молекулы, что подтверждается и нашими исследованиями. На тройной диаграмме нормативного состава фракций (рис. 34, *a*) нанесены температуры Кюри доминирующей фазы. Можно видеть, что T_K полностью согласуется с составом и понижается с увеличением содержания ульвошпинелевой молекулы. Высокотемпературная обработка изменяет не только точки Кюри, но и другие магнитные параметры: начальную восприимчивость, коэрцитивную силу и остаточную намагниченность насыщения.

Структурные параметры. Одним из основных параметров, зависящих от структуры ферромагнетиков, является коэрцитивная сила насыщения H_{cs} . Для обратно полярных интрузивных трапсов величина H_{cs} заключена в узких пределах — 100—120 э (рис. 35, *a*), что говорит о некотором структурном подобии ферромагнитных компонент. Термообработка приводит к изменению структуры и, следовательно, коэрцитивной силы (рис. 35, *b*).

Рентгеноструктурным анализом установлено, что в процессе нагревания возрастают параметры a кристаллической решетки. Если в исходных фракциях постоянная решетки лежит большей частью в пределах 8,38—8,40 Å, то после термообработки она возрастает до 8,40—8,42 Å. Это свидетельствует об увеличении содержания ульвошпинелевой молекулы в твердом растворе (рис. 36).

Лабораторные исследования магнитных свойств образцов (64 образца)

Исследование J_n в переменном магнитном поле. Как указывалось выше, трапсы отрицательной полярности характеризуются своеобразным распределением остаточной намагниченности. При запад-северо-западных азимутах J_n они имеют разнообразные углы наклона — от 0 до -90° С.

Лабораторным исследованиям подвергались образцы, имеющие различные углы наклона (т. е. из разных частей «радиуса»), причем некоторые из этих образцов относятся к одной интрузии.

Образцы с большими отрицательными наклонами остаточной намагниченности (от -70 до -90°) обнаруживают вы-

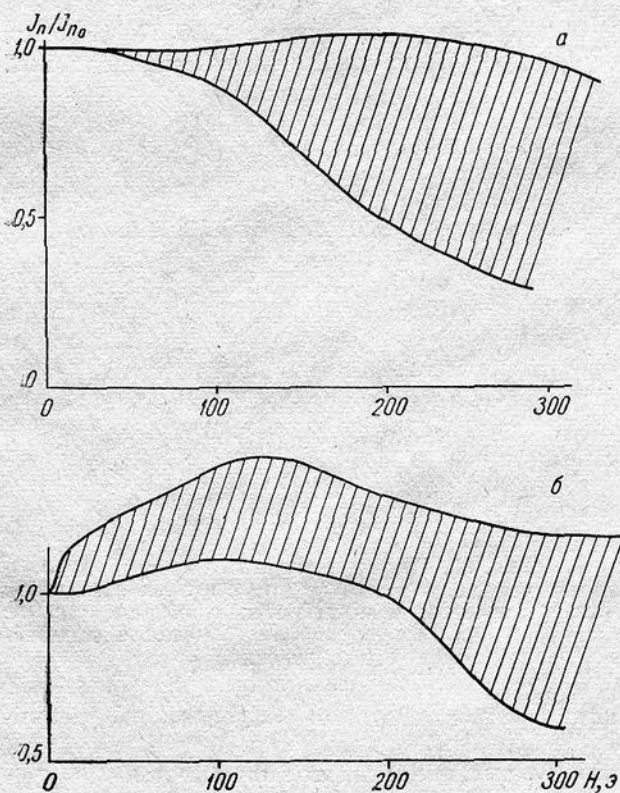


Рис. 37. Размагничивание J_n трапсов отрицательной магнитной полярности переменным полем: *a* — область кривых J_n (\bar{H}) для образцов с первоначально большими (от -70 до -90°) наклонами J_n ; *b* — то же, для образцов с промежуточными (от -30 до -70°) наклонами J_n (Средне-Ергалахская интрузия).

сокую стабильность J_n по отношению к переменному магнитному полю; в полях 200—300 э сохраняется 50—100% первоначальной намагниченности (рис. 37, а). Магнитная чистка переменным полем совершенно не меняет направления намагниченности.

В образцах из интрузий, имеющих малое отрицательное наклонение J_n , обнаруживается значительная доля нестабильной компоненты намагниченности, которая снимается полями до 200 э. На рис. 37, б приведена область расположения кривых $J_n(\dot{H})$ пород Средне-Ергалахской интрузии, среднее направление J_n которой характеризуется $A = 271^\circ$, $i = -59^\circ$. Возрастание J_n при малых амплитудах H свидетельствует о разрушении нестабильной компоненты намагниченности, направленной под большим углом (или антипараллельно) к стабильной компоненте, имеющей отрицательный знак.

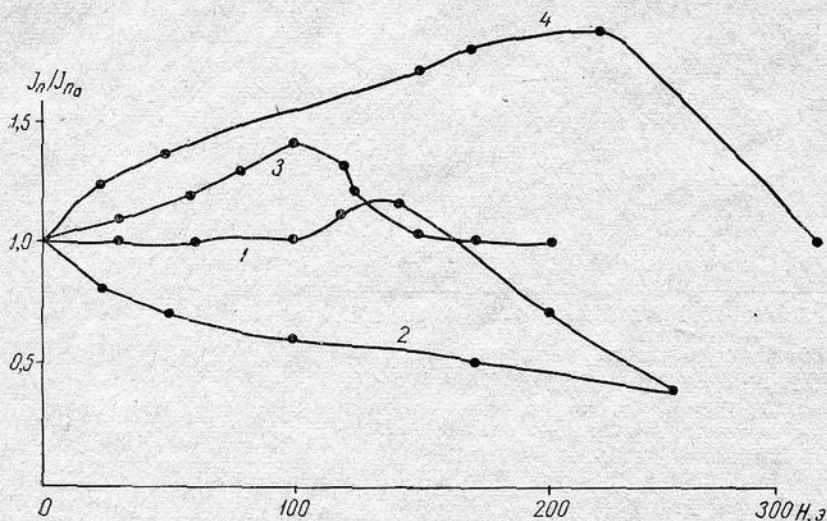


Рис. 38. Изменение величины J_n для образцов из одной интрузии при размагничивании переменным полем.

Первоначальные наклонения J_n : 1 — 70° ; 2 — 55° ; 3 — 40° ; 4 — 9° .

В процессе размагничивания нестабильной компоненты переменным полем происходит изменение направлений J_n в сторону увеличения наклонений.

В случаях, когда породы имеют направление J_n , близкое к горизонтальному, роль нестабильной компоненты в общей намагниченности становится очень значительной; при размагничивании J_n переменным полем величина ее в результате устранения нестабильной компоненты возрастает до 200% первоначальной. Направление J_n при размагничивании переменными полями малых амплитуд меняется наиболее резко. Стабилизация направлений J_n происходит при величинах \dot{H} порядка 100 э; у горизонтально намагниченных образцов изменение направления остаточной намагниченности в процессе чистки достигает 60° .

Некоторые интрузии, особенно в южной части платформы, характеризуются значительным разбросом J_n , причем радиальное распределение J_n сохраняется. В результате чистки переменным полем разброс J_n устраняется и направление намагниченности приводится в ограниченную область (среднее наклонение около -70°). Типичный пример — оливиновые долериты мощной пластовой интрузии устьевой части р. Чуны, первоначальные наклонения намагниченности образцов которых составляли соответственно -9 , -45 , -55 , -70° при запад-северо-западных склонениях. Образцы обнаруживают различную стабильность; наибольшая доля нестабильной компоненты отмечается для пологонамагниченного образца (рис. 38). После чистки переменным полем все образцы приобрели наклонение около -70° .

Температурное размагничивание J_n . Температурное размагничивание J_n дает результаты, согласующиеся с результатами магнитной чистки переменным полем.

Кривые $J_n(t)$ для стабильных пород с большими наклонениями вектора J_n имеют вид, характерный для кривых зависимости термоостаточной намагниченности от температуры. В породах с промежуточными и малыми наклонениями J_n температурной чисткой выделяется нестабильная компонента намагниченности, исчезающая при температурах около 200°C . Аналогичные примеры температурной чистки обратного полярных траппов приведены в работе В. В. Металловой и Ф. С. Файнберга [1963].

Термомагнитный анализ. На рис. 39 приведены сводные графики $J_s(t)$ для стабильных (с большими наклонениями J_n) и частично нестабильных траппов отрицательной полярности. Термомагнитный анализ свидетельствует о том, что стабильные породы имеют однородный состав ферромагнетиков (титаномагнетит с $T_K = 560^\circ\text{C}$) (область 1). На кривых $J_s(t)$ частично нестабильных пород (область 2) отмечается перегиб в интервале температур $200-300^\circ\text{C}$, ферромагнитной компоненты

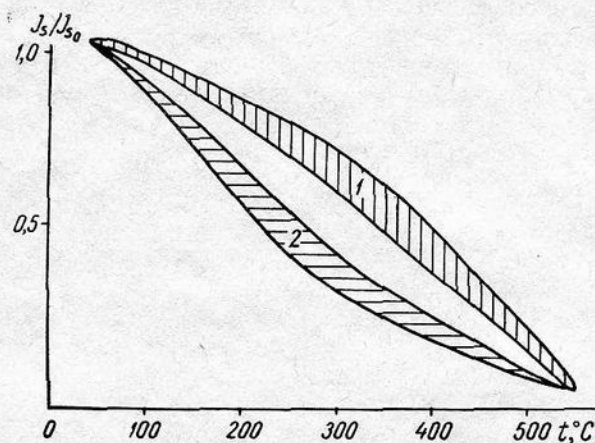


Рис. 39. Изменение остаточной намагниченности насыщения при нагревании $J_s(t)$ траппов I группы. Области кривых $J_s(t)$ образцов траппов: 1 — с большими отрицательными наклонениями J_n ; 2 — с малыми наклонениями J_n .

что может быть объяснено наличием второй с $T_K = 200 \div 300^\circ\text{C}$.

Следовательно, частичная нестабильность обратного полярных траппов, выражающаяся в выполаживании вектора J_n , обусловлена появлением в составе траппов второй ферромагнитной компоненты с низкой точкой Кюри. Радиальное распределение J_n обусловлено частичной нестабильностью, что, в свою очередь, связано с особым составом ферромагнетиков, содержащихся в породе.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТРАППОВ НЕДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ ПОЛОЖИТЕЛЬНОЙ ПОЛЯРНОСТИ (II ГРУППА)

Недифференцированные и слабодифференцированные трапповые интрузии положительной магнитной полярности широко распространены на территории Сибирской платформы. Наиболее обычна для них пластовая форма тел, реже — секущая. Описываемые интрузии сложены обычно мелко- и среднезернистыми оливиновыми долеритами.

Стратиграфически силлы нормально полярных долеритов располагаются в отложениях разнообразного возраста — от нижнепалеозойских до триасовых; интрузии, прорывающие туфы, имеют обычно форму неправильных даек и мелких штоков.

Основным ферромагнетиком является титаномагнетит, количество которого составляет обычно $0-3\%$. Содержание магнетита и ильменита (в самостоятельных зернах) не превышает $0,5\%$.

Среднее направление J_n для траппов Приангарья: склонение $A = 67^\circ$, наклонение $i = 84^\circ$, что на 13° отличается от направления вектора T совре-

менного магнитного поля. Индуктивная намагниченность в земном поле составляет $(0,1-1,5) \cdot 10^{-3}$ СГС. Величина J_n значительно больше — $(1-3) \cdot 10^{-3}$ СГС, отношение $Q = J_n/J_i$ всегда больше 1 (обычно 2,5—4,5). В пределах одной интрузии колебания Q отдельных образцов незначительны; разные интрузии несколько отличаются между собой по величине Q .

Интрузии II группы в бассейнах рек Ангары и Подкаменной Тунгуски относятся к катангскому комплексу (по схеме Всесоюзного геологического института).

Дайкообразные тела, залегающие главным образом среди туфов и относимые обычно к тычанскому комплексу, сложены в основном среднезернистыми долеритами, часто слабо измененными и минерализованными. Породы содержат 2,5—5% рудных минералов, представленных главным образом титаномагнетитом — зернами магнетита и переменным количеством пластинчатых вrostков ильменита (ульвошпинели), занимающих 7—20% площади зерна, редко больше (до 35%) или меньше (до единичных вrostков).

В небольших (менее 0,5%) количествах содержатся зерна ильменита и сульфидов (пирротина, халькопирита). В трапшах, вскрывающихся в разрезе по р. Чадобец, сульфиды встречаются в виде включений в титаномагнетите.

Величины остаточной намагниченности пород, слагающих дайки, колеблются в пределах от $2 \cdot 10^{-3}$ до $20 \cdot 10^{-3}$ СГС, обычно от $4,0 \cdot 10^{-3}$ до $10 \cdot 10^{-3}$ СГС. Индуктивная намагниченность почти на порядок меньше.

Среди интрузий положительной полярности особым составом и магнитными свойствами отличаются интрузии, сложенные пойкилоофитовыми долеритами. Большинство исследователей они выделяются в самостоятельный тип и относятся к определенному интрузивному комплексу (катангскому).

Интрузии пойкилоофитовых долеритов широко распространены в центральной и северной частях платформы; нами они исследованы в бассейне р. Нижней Тунгуски и севернее.

Пойкилоофитовые долериты обычно мелкозернистые, реже — среднезернистые породы. Величина намагниченности их, как правило, невелика: J_i и J_n колеблется в пределах от 0 до $1,0 \cdot 10^{-3}$ СГС, полярность J_n при отсутствии контактовых изменений положительная, среднее направление J_n (по Туруханскому району) характеризуется склонением $A = 73^\circ$, наклоном $i = 78^\circ$ (при радиусе круга 95% сходимости $\alpha = 2^\circ,5$), что на 11° отличается от вектора T современного магнитного поля.

Магнитные свойства ферромагнитных минералов (32 фракции)

Термомангнитный анализ. Ферромагнетики трапшов II группы отличаются разнообразием состава.

Кривые $J(t)$ фракций, не прошедших термообработки, занимают главным образом две изолированные области, между которыми располагаются редкие промежуточные кривые (рис. 40, а). Область 1 объединяет кривые $J(t)$, характеризующие однофазный состав ферромагнетиков с $T_K = 520 \div 600^\circ \text{C}$, область 2 — кривые, характеризующие двухфазный их состав с $T_K = 150 \div 200^\circ$ и $365-475^\circ \text{C}$. Эти данные хорошо согласуются с результатами исследования магнито-фазового состава образцов трапшов нормальной полярности (см. рис. 44).

После термообработки при $t = 800^\circ \text{C}$ кривые $J(t)$ фракций занимают одну широкую область (рис. 40, б). Точки Кюри основных фаз лежат в пределах от 150 до 550°C . Характерно резкое преобладание одной магнитной фазы, т. е. при всем разнообразии ферромагнетиков в каждой данной фракции доминирует, как правило, единственная фаза. При термообработке ферромагнетики ряда фракций не претерпевают изменений магнито-

фазового состава. Это свидетельствует о его стабильности, что не наблюдается у обратно полярных траптов ни в одном случае.

Особым составом отличаются ферромагнетики пойкилоофитовых долеритов (Нижняя Тунгуска, Норильский район). В них отчетливо выделяются две фазы с $T_K = 250 \div 300$ и $T_K = 500 \div 550^\circ \text{C}$, причем преобладает низкотемпературная.

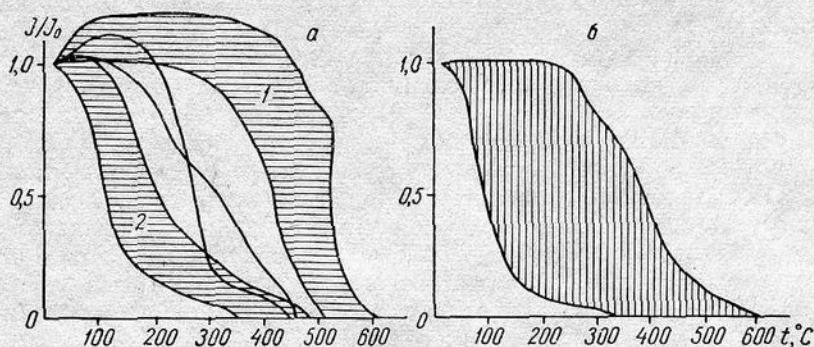


Рис. 40. Зависимость индуктивной намагниченности ферромагнетиков траптов нормальной полярности (II группа): *a* — области кривых $J(t)$ при первом нагреве; *b* — области кривых $J(t)$ при втором нагреве.

Точки Кюри ферромагнетиков зависят от их состава, как и в случае обратно полярных траптов (см. рис. 34, б).

Структурные параметры. Коэрцитивная сила насыщения ферромагнетиков нормально полярных траптов непостоянна и лежит в пределах 20—160 э (рис. 41), что свидетельствует о разнообразии их внутренней структуры. Этот вывод подтверждается также и данными рентгено-

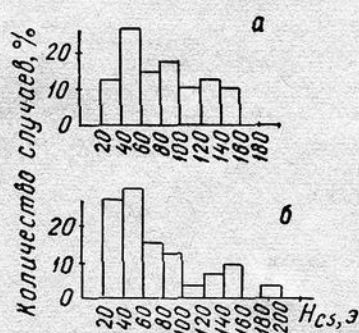


Рис. 41. Гистограммы коэрцитивной силы насыщения H_{cs} ферромагнетиков нормально полярных траптов, II группа: *a* — до термообработки; *b* — после термообработки.

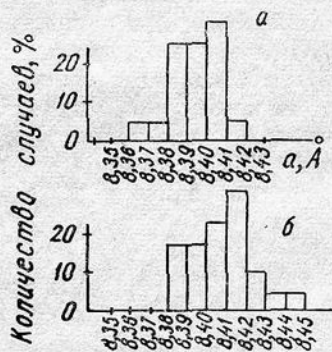


Рис. 42. Гистограммы постоянной кристаллической решетки ферромагнитных минералов траптов положительной полярности (II группа): *a* — до термообработки; *b* — после термообработки.

структурного анализа: постоянные решетки лежат в пределах 8,37—8,41 Å. После термообработки параметры решетки возрастают (8,39—8,42 Å), что свидетельствует об увеличении содержания титана в твердом растворе (рис. 42).

Результаты исследования магнитных свойств образцов (38 образцов)

Исследование J_n в переменном магнитном поле. Трапты II группы имеют остаточную намагниченность, стабильную по отношению к переменным полям.

На графике $J_n(\dot{H})$ кривые занимают преимущественно две области, между которыми намечаются постепенные переходы (рис. 43). Область 1 характеризуется быстрым спадом величины J_n по мере возрастания амплитуды переменного поля: в поле 100 э сохраняется от 30 до 70% первоначальной намагниченности. Кривые $J_n(\dot{H})$ области 2 свидетельствуют о высокой ста-

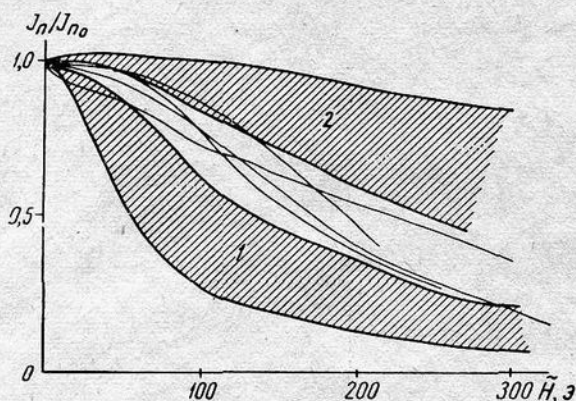


Рис. 43. Размагничивание переменным полем J_n . Траппы положительной полярности, II группа.

бильности J_n : даже в полях 300 э сохраняется от 50 до 90% первоначальной величины J_n .

Несмотря на большую разницу в скорости уменьшения J_n в переменном поле для областей 1 и 2, все нормально полярные траппы имеют стабильную намагниченность. Об этом свидетельствуют неизменность направлений J_n при размагничивании переменным полем и сходный характер зависимости $J_n(\dot{H})$ и $J_{rt}(\dot{H})$.

Температурное размагничивание J_n . Результаты исследований показывают, что естественная остаточная намагниченность имеет термоостаточную природу, т. е. разрушается при температурах, близких к точке Кюри.

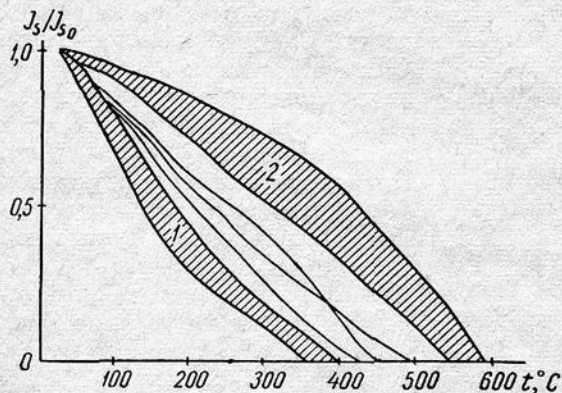


Рис. 44. Изменение остаточной намагниченности насыщения при нагревании $J_{rs}(t)$. Траппы положительной полярности, II группа.

Терромагнитный анализ. По магнито-фазовому составу траппы недифференцированных нормально полярных интрузий разделяются на две основные подгруппы. Первая из них объединяет породы, содержащие две ферромагнитные фазы с точками Кюри 200—400° С (рис. 44, область 1), вторая — траппы с однокомпонентным составом ферромагнетика ($T_K = 560 \div 580^\circ \text{C}$ — область 2). Породы этих интрузий отличаются и по величине намагниченности насыщения J_s : в первом случае она составляет 0,06—0,15 СГС, во втором — 0,6—1,3 СГС, т. е. на порядок больше.

Кроме указанных двух основных подгрупп, в редких случаях отмечаются разновидности с промежуточным магнито-фазовым составом и величиной J_s .

Исследование магнитных свойств пойкилоофитовых долеритов показало, что стабильность их J_n по отношению к переменным полям непостоянна: в полях 200 э сохраняется от 30 до 90% первоначальной J_n (рис. 45); направление вектора J_n в процессе размагничивания остается неизменным. Характер зависимости J_n (\vec{H}) свидетельствует о том, что остаточная намагниченность имеет одну компоненту.

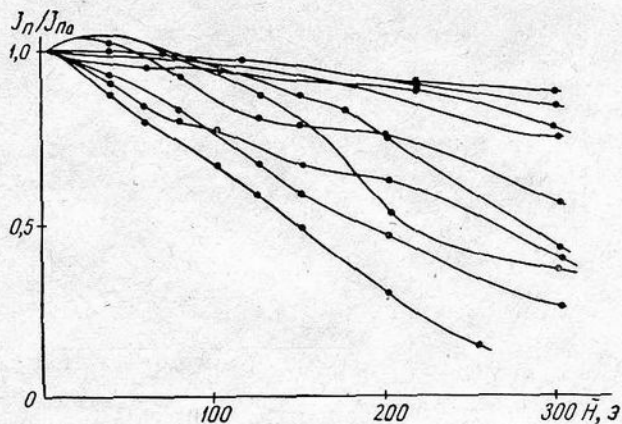


Рис. 45. Размагничивание переменным полем J_n пойкилоофитовых долеритов.

Результаты термомагнитного анализа указывают на однокомпонентный состав ферромагнетиков пойкилоофитовых долеритов ($T_K \approx 560^\circ \text{C}$).

ХАРАКТЕРИСТИКА ТИТАН-АВГИТОВЫХ ДИАБАЗОВ (III ГРУППА)

Титан-авгитовыми субщелочными диабазами сложены sillы и полого-секущие тела мощностью 10—30 м, широко развитые в северо-западной части Сибирской платформы. Они относятся к ергалахскому интрузивному комплексу. Отдельные тела прослеживаются по простиранию на 25—30 км. Интрузии залегают в осадках девонского возраста, в угленосных отложениях тунгусской свиты (C_2-C_3) и среди пород пермского возраста; в более молодых отложениях sillы титан-авгитовых диабазов не отмечались. По данным М. Н. Годлевского [1959], эффузивные аналоги этих интрузий имеют пермский возраст.

Интрузии сложены средне- и мелкозернистыми диабазами, содержащими до 8% рудных минералов — титаномagnetита, magnetита и ильменита.

Титан-авгитовые диабазы имеют положительную полярность; азимутальные ориентировки J_n часто северо-западные,

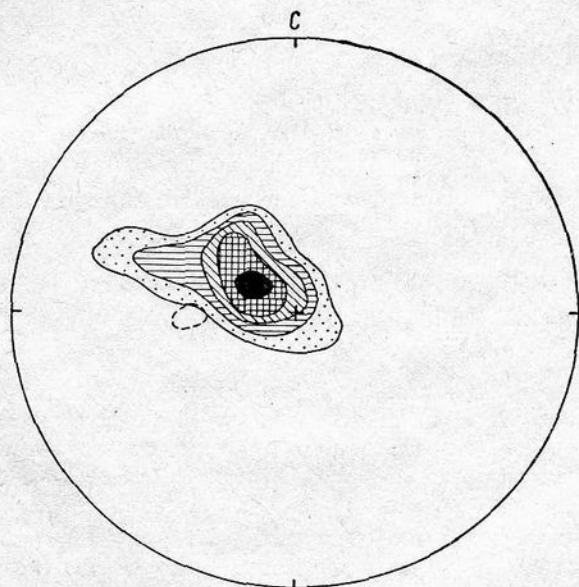


Рис. 46. Диаграмма направлений J_n титан-авгитовых диабазов; нижняя полусфера (103 измерения).

Изолинии: 2,5; 5; 7,5; 10; 12,5% на 1% площади проекции.

а наклонация меняются в пределах от 80 до 60° (рис. 46). В редких случаях в эндоконтактных зонах силлов, сложенных афанитовыми диабазами, отмечается отрицательная полярность остаточной намагниченности.

Величины J_r титан-авгитовых диабазов составляют, как правило, $(1,0-2,5) \cdot 10^{-3}$ СГС, $J_n - (0,5-1,5) \cdot 10^{-3}$ СГС.

Магнитные свойства ферромагнитных минералов (7 фракций)

Ферромагнетики титан-авгитовых диабазов по магнитным свойствам резко отличаются от ферромагнетиков всех остальных трапловых интрузий, исследованных авторами.

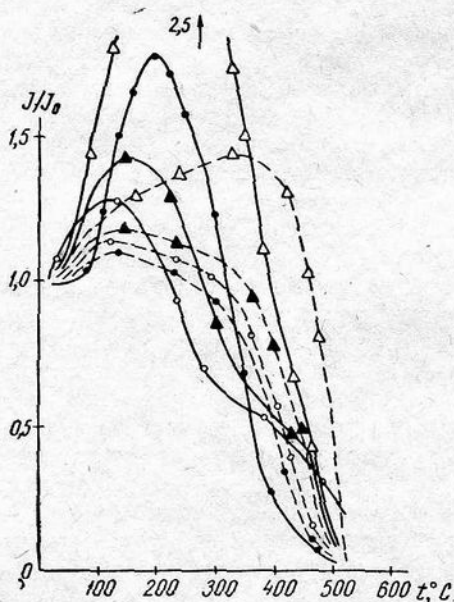


Рис. 47. Зависимость индуктивной намагниченности от температуры. Ферромагнетики титан-авгитовых диабазов, III группа.

Пунктир — первый нагрев; сплошные линии — второй нагрев.

На кривых $J(t)$ (рис. 47) отмечается резкое возрастание намагниченности (130—250% начальной) в интервале температур 150—300° С. Судя по результатам термомагнитного анализа, во всех фракциях основной является магнитная фаза с $T_K = 500 \div 525^\circ$, составляющая 60—100% общей намагниченности. Остальная часть обуславливается низкотемпературной фазой с переменными T_K (250—400°).

Очень характерно также резкое уменьшение начальной намагниченности (в 3—5 раз) и возрастание коэрцитивной силы (в 2—5 раз) в результате термообработки.

Лабораторные исследования магнитных свойств образцов (6 образцов)

Исследование J_n в переменном поле. Естественная остаточная намагниченность титан-авгитовых диабазов с типичными (положительными) направлениями J_n отличается высокой стабильностью по отношению к переменным полям: в полях $H = 300$ э сохраняется 60—90% первоначальной величины, причем направление J_n в процессе размагничивания не меняется. Естественная остаточная намагниченность имеет, бесспорно, термоостаточную природу, поскольку J_{r1} , созданная в лаборатории, размагничивается переменным полем и нагреванием, так же как J_n .

Термомагнитный анализ. Исследование разрушения намагниченности насыщения при нагревании свидетельствует о том, что титанавгитовые диабазы имеют однородный состав ферромагнетиков с $T_K \approx 560 \div 580^\circ \text{C}$.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГАББРО-ДИАБАЗОВ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ НОРИЛЬСКОГО ТИПА (IV ГРУППА)

Интрузии этого типа отмечены только в северо-западной части Сибирской платформы, в Норильском районе. Наиболее крупными и хорошо изученными являются интрузии Норильск-I, Норильск-II, горы Черной, горы Зуб-Маркшейдерский, Талнахская. Все перечисленные интрузии расположены в стратиграфическом разрезе не ниже девона и не выше низов триаса и представляют собой крупные тела сложной формы.

Особенностью дифференцированных интрузий является разделение их вследствие гравитационного и кристаллизационного фракционирования на ряд горизонтов, различающихся между собой по петрографическому и химическому составу. В общем случае снизу вверх выделяются следующие горизонты (по М. Н. Годлевскому).

- А. Горизонт верхних контаминированных пород.
- Б. Зона лейкократовых гибридных пород и диабаз-пегматитов.
- В. Горизонт кварцсодержащих габбро, габбро-диоритов, габбро- и норит-диабазов.
- Г. Горизонт оливиновых габбро- и норит-диабазов.
- Д. Горизонт пикритовых габбро- и норит-диабазов.
- Е. Базальная зона такситовых и контактовых габбро- и норит-диабазов.

Различия в составе отдельных интрузивов и их горизонтов обусловлены процессами глубинной дифференциации, а также ассимиляции и дифференциации при движении и становлении магмы в камерах.

Все дифференцированные интрузии габбро-диабазов несут сульфидное медно-никелевое оруденение — в одних случаях промышленного типа, в других — убогое, вкрапленное.

Рудами и оруденелыми породами являются пикритовые, такситовые и контактовые габбро-диабазы с ликвационно-магматической вкрапленностью пирротина, халькопирита, пирита, магнетита, кубанита. Кроме того, в интрузиях Норильск-I и Талнахской в придонных частях тел и во вмещающих породах подошвы встречаются жилы сплошных сульфидных руд преимущественно пирротинового, халькопирит-пирротинового и халькопирит-кубанитового состава.

Намагниченность пород, слагающих дифференцированные интрузии норильского типа, часто в значительной мере обусловлена сульфидами (пирротином).

Ферромагнитные минералы представлены магнетитом (от единичных зерен до 2,5%), титаномагнетитом (от единичных зерен до 3%), ильменитом (до 1%), пирротином (до 3%).

Магнетит присутствует в виде отдельных зерен и агрегатов. Форма зерен большей частью изометричная. Размеры агрегатов достигают 0,5 мм. Иногда магнетит обрастает сульфиды и образует востки в них. Магнетит поздних генераций развивается в виде нитевидных прожилков в темноцветных минералах, иногда он вместе с биотитом замещает оливин.

Титаномагнетит представлен зернами неправильной формы с пластинчатой или решетчатой структурой распада. Размеры зерен не превышают 0,15 мм.

Ильменит образует редкие самостоятельные зерна размером 0,05—0,12 мм. Отдельные зерна ильменита замещаются сфеном.

Пирротин образует две генерации. Пирротин I является главным минералом сульфидных руд; он магнитен. Пирротин I всегда сопровождается пентландитом распада. Это свидетельствует о том, что в момент выделения он

содержал в растворе никель [Годлевский, 1959]. Пирротин II образует шнурообразные выделения и пластинчатые прорастания в халькопирите.

Среднее направление вектора естественной остаточной намагниченности интрузий описываемой группы характеризуется азимутом $A = 96^\circ$ и наклоном $i = 78^\circ$ при радиусе круга 95% сходимости $1^\circ,2$. Величины J_i лежат в пределах $(0,5-1,0) \cdot 10^{-3}$ СГС, $J_n - (0,5-1,5) \cdot 10^{-3}$, редко достигают $(2,0-2,5) \cdot 10^{-3}$ СГС. Величина и направление намагниченности незначительно меняется от интрузии к интрузии и от дифференциата к дифференциату (рис. 48). Отношение Q колеблется от 0,3 до 3,0, иногда (например, в интрузии горы Черной) до 5-10.

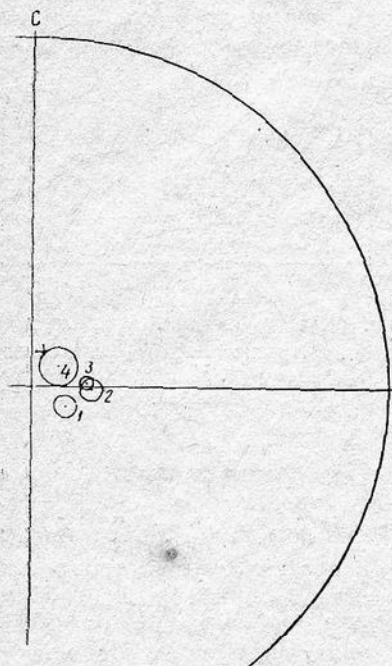


Рис. 48. Стереографическая проекция направлений J_n дифференцированных интрузий. Нижняя полушария.

Средние направления J_n и круги 95% сходимости интрузий; 1 — Норильск-I; 2 — Норильск-II; 3 — горы Черной; 4 — горы Зуб; + — направление вектора T современного магнитного поля.

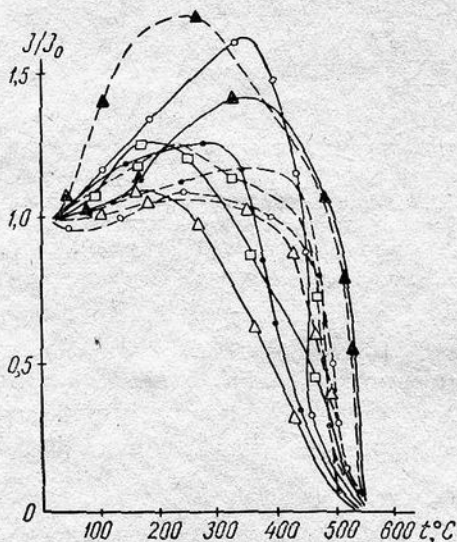


Рис. 49. Зависимость индуктивной намагниченности от температуры. Ферромагнетики траппов дифференцированных интрузий норильского типа (IV группа).

Пунктир — первый нагрев; сплошные линии — второй нагрев.

Магнитные свойства ферромагнитных минералов (8 фракций)

Несмотря на незначительное количество материала, полученные данные достаточно надежны, так как результаты анализа по всем фракциям совпадают между собой.

Прежде всего отметим однообразие состава и его стабильность по отношению к нагреванию. Точки Кюри ферромагнетиков после термообработки сохраняются такими же, как в исходной фракции.

По кривым $J(t)$ (рис. 49) во всех фракциях выделяется единственная фаза с $T_K = 520 \div 560^\circ$. Такие высокие значения T_K характерны для почти чистых магнетитов и отмечаются только во фракциях, выделенных из пород интрузий норильского типа.

Лабораторные исследования магнитных свойств траппов (33 образца)

Исследования J_n в переменном магнитном поле. Наиболее распространенные дифференциаты рудоносных интрузий Норильск-I и горы Черной характеризуются высокой устойчивостью

естественной остаточной намагниченности по отношению к переменным магнитным полям: при амплитудах $\tilde{H} = 300 \text{ э}$ сохраняется от 50 до 90% величины J_n . На рис. 50 приведены сводные кривые $J_n(\tilde{H})$ указанных пород. Характер

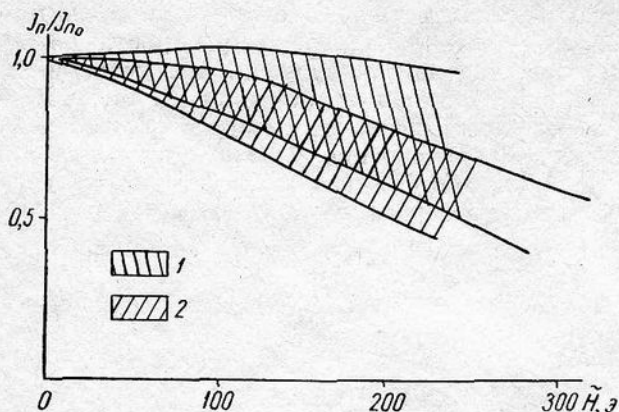


Рис. 50. Размагничивание J_n переменным полем. Траппы дифференцированных интрузий норильского типа (IV группа).

1 — интрузия горы Черной; 2 — интрузия Норильск-1.

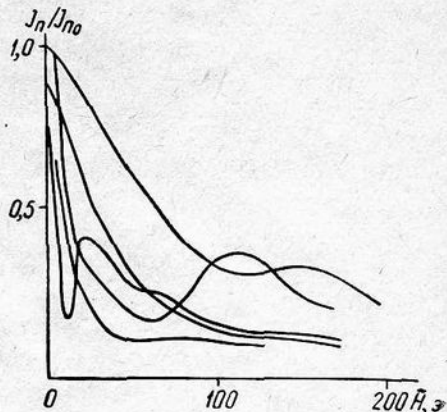


Рис. 51. Разрушение J_n переменным полем. Кривые $J_n(\tilde{H})$ сплошных сульфидных руд. Месторождение Норильск-1.

связи $J_n - \tilde{H}$ для габбро-диабазов интрузий Норильск-1 и горы Черной совершенно одинаков.

Характер зависимости моделированной (в земном поле) J_{rt} от \tilde{H} для тех же пород аналогичен характеру $J_n(H)$, что свидетельствует о термоостаточной природе J_n габбро-диабазов интрузий Норильск-1 и горы Черной.

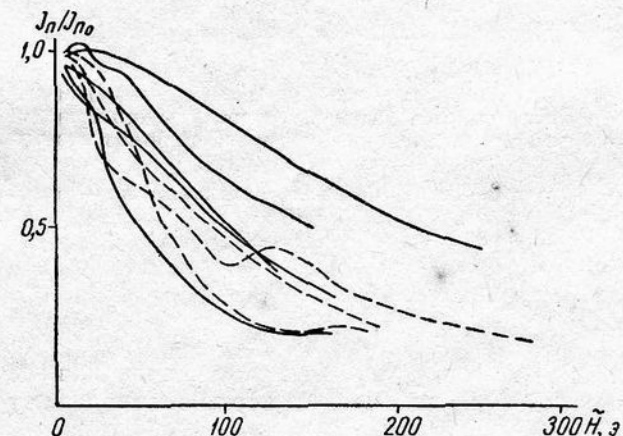


Рис. 52. Разрушение J_n переменным полем. Кривые $J_n(\tilde{H})$ габбро-диабазов, содержащих обильную вкрапленность сульфидов.

Сплошные линии — Талнах; пунктир — Норильск-1.

Прежде чем говорить о намагниченности дифференциатов, несущих вкрапленность сульфидов, следует оценить магнитные свойства последних. Для этой цели исследованы образцы сплошных сульфидных руд из придонных частей интрузии Норильск-1.

Естественная остаточная намагниченность сульфидных руд имеет большую величину (до $30 \cdot 10^{-3}$ СГС), но стабильность J_n , по сравнению с породами интрузии, невелика. При воздействии переменного поля J_n быстро уменьшается, и в полях $\tilde{H} = 100 \text{ э}$ остается 10, редко 30% первоначальной величины J_n (рис. 51). При этом следует иметь в виду, что часть суммарной намагниченности сульфидных руд обусловлена магнетитом, имеющим более высокую стабильность, чем пирротин и пентландит, так что сохраняющаяся в полях 100 э часть J_n , возможно, обусловлена именно магнетитом.

Дифференциаты интрузий Норильск-1, горы Черной, Талнахской, содержащие обильную вкрапленность сульфидов (контактовые, такситовые и пикритовые габбро-диабазы), имеют двухкомпонентную намагниченность.

Нестабильная часть J_n , обусловленная сульфидами (70% суммарной J_n), снимается полем $\vec{H} = 100$ э. В процессе разрушения нестабильной намагниченности происходит наибольшее изменение направления вектора J_n (рис. 52).

Кроме образцов траппов рудоносных интрузий Норильск-I и горы Черной, лабораторным исследованиям подверглись несколько образцов габбро-диабазов из керна разведочных скважин Талнахского месторождения.

Стабильность их естественной остаточной намагниченности аналогична ее стабильности в сульфидсодержащих дифференциатах интрузии Норильск-I. Нестабильная часть намагниченности габбро-диабазов Талнахской интрузии обусловлена вкрапленностью сульфидов.

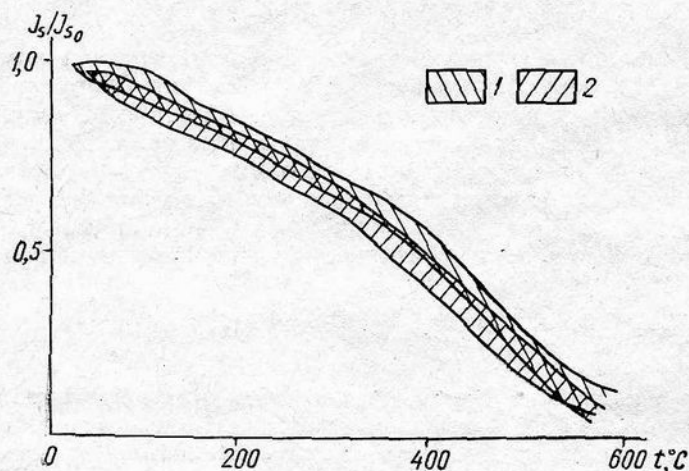


Рис. 53. Разрушение остаточной намагниченности насыщения при нагревании $J_s(t)$. Траппы дифференцированных интрузий норильского типа (IV группа).

1 — Черногорская; 2 — Норильск-I.

Температурное размагничивание J_n проведено по 14 образцам габбро-диабазов, не имеющих сульфидной вкрапленности; результаты исследований подтвердили термоостаточную природу J_n , обусловленную ферромагнетиком с $T_K = 580^\circ \text{C}$ (магнетитом).

Термомангнитный анализ. Безрудные дифференциаты интрузий Норильск-I и горы Черной характеризуются однородным составом ферромагнетика с $T_K = 580^\circ \text{C}$. Все исследованные образцы имеют совершенно одинаковый магнитофазовый состав (рис. 53).

Термомангнитный анализ сульфидсодержащих габбро-диабазов интрузий Норильск-I и Талнахской подтверждает наличие двух ферромагнитных фаз с T_K 340 и 560—580° С.

Весь комплекс лабораторных данных (высокая стабильность остаточной намагниченности, поразительная однородность и стабильность магнитофазового состава ферромагнетиков) свидетельствует о том, что габбро-диабазы дифференцированных интрузий норильского типа представляют особую магнитную группу.

Глава IV. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ МАГНЕТИЗМА ПОРОД ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ

Изложенные в предыдущих главах материалы по магнетизму пород трапповой формации западной и северо-западной окраин Сибирской платформы позволяют рассмотреть с геофизических позиций вопросы, связанные с проблемами расчленения и определения возраста этих образований.

В качестве основных критериев, дополняющих геологические данные, использованы следующие параметры: магнитная восприимчивость, естественная остаточная намагниченность, величина Q , знак магнитной полярности и намагниченность пород, рассчитанная по аэромагнитным данным.

РАСЧЛЕНЕНИЕ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

На схеме расчленения и районирования базальтов северной части Тунгусской синеклизы (рис. 54) выделены площади распространения базальтов, отличающихся по своим магнитным характеристикам. Намечается последовательная смена эффузивных траппов с запада на восток.

В западной части рассматриваемой территории расположена зона распространения наименее магнитных базальтов. Эта зона прослеживается в меридиональном направлении вдоль всего западного борта Тунгусской синеклизы в виде полосы шириной до 100 км и включает район Норильской впадины. Восточная граница зоны проходит через р. Курейку несколько ниже юго-западной оконечности оз. Дюпкун и далее на севере — через восточные окраины оз. Хантайского, Кета и Лама. Величина J_n в базальтах первой зоны колеблется в среднем от $1,1 \cdot 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-3}$ СГС, а параметр Q — от 2 до 4. По всей мощности толщи и ее простирацию базальты намагничены положительно. Мощность базальтовых образований первой зоны в районе р. Курейки достигает 400 м, в районе оз. Хантайского — 800 м, в районе оз. Лама — 700 м.

Севернее оз. Лама и в районе развития кумгинской свиты и самоедской толщи отмечаются локальные увеличения суммарной намагниченности базальтов, которые устанавливаются по расчетной намагниченности (см. рис. 16) и по результатам непосредственного изучения магнитных параметров базальтов кумгинской свиты и самоедской толщи. По-видимому, указанные участки расположены в депрессионных зонах лавовой толщи и в их пределах залегают более молодые эффузивные образования. На существование в этом районе опущенных блоков Путоранского сводового поднятия указывал П. С. Воронов [1956] при изучении неотектоники севера Сибирской платформы.

Вторая магнитная зона базальтов охватывает центральные районы северной части Тунгусской синеклизы и протягивается широкой, до 150 км, полосой в субмеридиональном направлении. Границы зоны проведены с использованием данных о намагниченности пород, рассчитанных по магнитным аномалиям.

Мощность эффузивной толщи в центральной магнитной зоне, включающей образования юрхской, аянской, хонна-макитской и неракарской свит, достигает 1200 м (среднее течение р. Курейки). Базальты повсеместно прямо намагничены. Они характеризуются более высокой по сравнению с базаль-

тами первой зоны намагниченностью. Величина J_n обычно лежит в пределах от $2,5 \cdot 10^{-3}$ до $3,2 \cdot 10^{-3}$ СГС, а параметр Q — от 4 до 5,5, что, по-видимому, указывает на более молодой возраст этих трапповых образований.

Третья магнитная зона базальтов распространена вдоль восточных окраин северной части Тунгусской синеклизы. Она охватывает бассейны верхнего течения р. Котуя, а также бассейны рек Хибарбы и Аякли. В районе р. Правой Боярки эта зона меняет простирание с север-северо-западного на

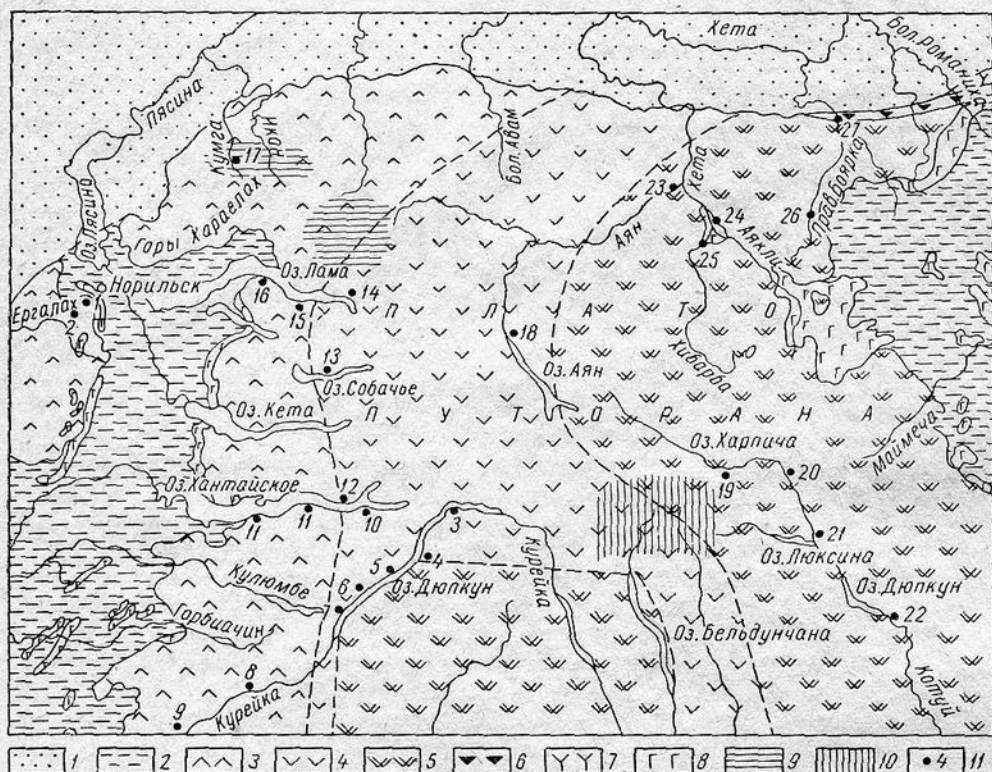


Рис. 54. Схема расчленения базальтов северной части Тунгусской синеклизы по геофизическим данным.

1 — четвертичные отложения; 2 — палеозойские отложения; 3 — базальты первой магнитной зоны; 4 — базальты второй магнитной зоны; 5 — базальты третьей магнитной зоны; 6 — базальты котокотской свиты; 7 — щелочные лавы дельканской свиты; 8 — долериты; 9 — локальные участки с повышенной магнитностью базальтов (депрессии); 10 — локальные участки с пониженной магнитностью базальтов (поднятия?); 11 — участки исследований (номера объектов соответствуют номерам участков в табл. 11 и 13).

субширотное и выклинивается, по-видимому, в районе р. Большой Романихи. Базальты этой зоны четко отличаются по магнитным свойствам от базальтов двух первых зон как по данным непосредственных измерений магнитных параметров образцов, так и по материалам аэромагнитной съемки.

В пределах третьей зоны базальты представлены наиболее магнитными разновидностями. Среднее значение величины J_n достигает $(3,7-4,5) \cdot 10^{-3}$ СГС, а величина Q всегда превышает 6. Мощность базальтовой толщи более 1000 м в районе оз. Харпича и резко уменьшается в бассейнах рек Правой Боярки и Большой Романихи.

Общий структурный план второй и третьей магнитных зон нарушается локальными изменениями магнитности эффузивных траппов. Так, в среднем течении р. Курейки отмечается блок базальтов, характеризующихся повышенной намагниченностью (см. рис. 16). С севера этот блок ограничен разломом, который по аэромагнитным данным [Пискарев, 1965] прослежен от оз. Бельдунчана к оз. Дюпкун (р. Курейка). Блок, по-видимому, опущен

на значительную глубину, и в его пределах обнажаются более молодые базальтовые лавы, в магнитном отношении сходные с базальтами третьей зоны. К северо-востоку от оз. Бельдунчана намечается широтное подняtie, где на дневную поверхность выходят более древние базальтовые лавы, имеющие меньшую намагниченность, чем окружающие их породы.

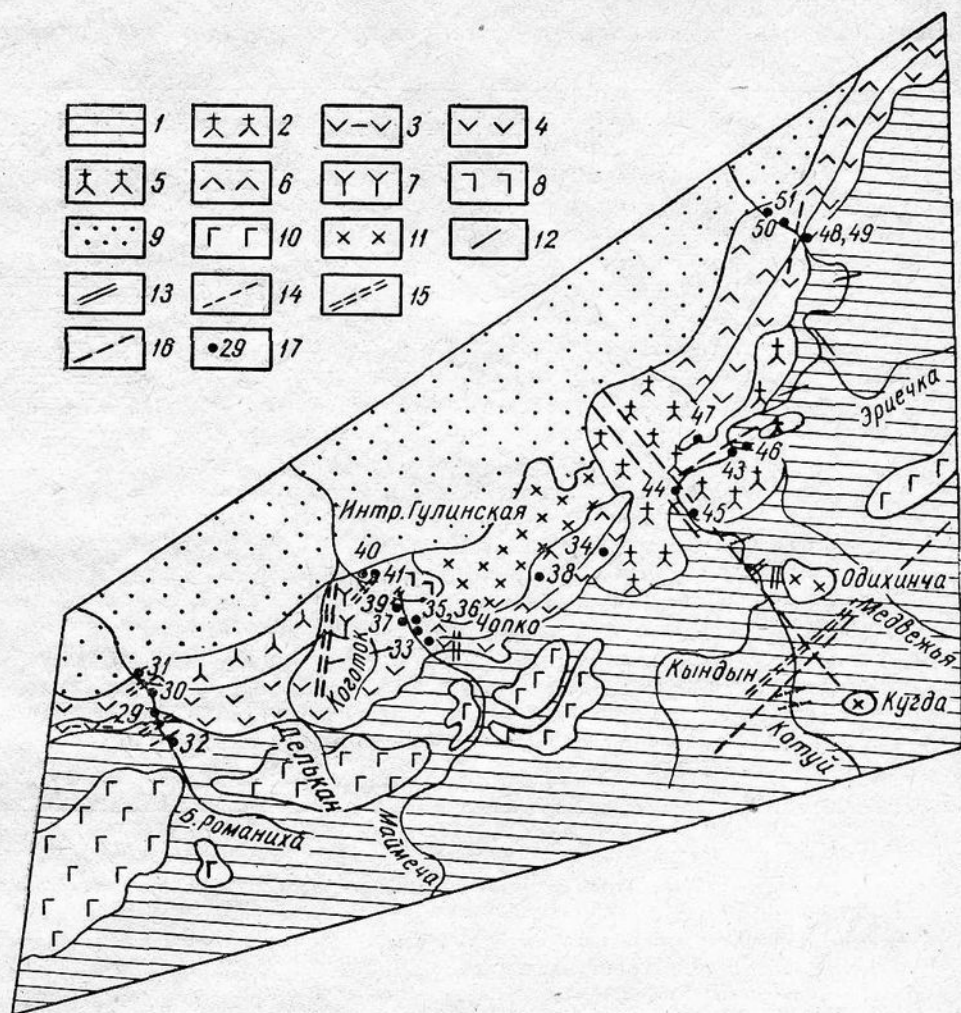


Рис. 55. Схема геолого-геофизического расчленения эффузивных пород Маймечанко-Котуйского района.

1 — палеозойские отложения; 2 — щелочные лавы арыджангской свиты; 3 — базальты аянской свиты; 4 — базальты нижней (прямо намагниченной) подсвиты коготокской свиты; 5 — щелочные лавы (прямо намагниченные) дельканской свиты; 6 — базальты верхней (обратно намагниченной) подсвиты коготокской свиты; 7 — щелочные лавы (обратно намагниченные) дельканской свиты; 8 — меймечиты; 9 — четвертичные отложения; 10 — долериты; 11 — щелочно-ультрасиновые интрузии; 12 — прямо намагниченные дайки долеритов; 13 — обратно намагниченные дайки долеритов; 14 — прямо намагниченные дайки щелочных пород; 15 — обратно намагниченные дайки щелочных пород; 16 — разломы; 17 — участки исследований (номера объектов соответствуют номерам участков в табл. 13).

В северо-восточной части исследуемой территории базальты третьей зоны несогласно перекрываются базальтовой толщей коготокской свиты, которая прослеживается вдоль края Сибирской платформы от низовьев р. Правой Боярки до низовьев р. Котуй и далее выходит за пределы рассматриваемого района.

Схема расчленения эффузивных образований северо-восточной части данной территории приведена на рис. 55.

Базальты коготокской свиты, как уже неоднократно отмечалось, по палеомагнитным данным подразделяются на две части: нижнюю — положительно намагниченную и верхнюю — обратно намагниченную. Нижняя подсвита коготокской свиты в западной части Маймеч-Котуйской провинции залегает на базальтах третьей зоны Тунгусской синеклизы, в центральной части — на туфогенных образованиях правобоярской свиты, а в северо-восточной — на толще щелочных базальтоидов арыджангской свиты. Мощность подсвиты не менее 150 м.

На описанных базальтах в районе междуречья Большой Романихи и Делькана залегают щелочные лавы дельканской свиты, которые также намагничены положительно по всей мощности.

В районе низовьев рек Маймечи и Котуя распространены обратно намагниченные базальты верхней подсвиты коготокской свиты. Мощность этих базальтовых образований 200—250 м. Западнее р. Делькана верхняя базальтовая подсвита не прослеживается. Ее распространение в этом направлении ограничивается меридиональной зоной разломов, протягивающейся вдоль р. Делькана. К востоку от этой зоны разлома породы резко опущены, и в пределах опущенного блока обнажаются более молодые лавы щелочного и ультраосновного состава.

Четко выделяются обратно намагниченные щелочные лавы в междуречье Делькана — Коготка, которые по геологическим данным можно идентифицировать с лавами, распространенными в районе р. Большой Романихи. Однако обратная магнитная полярность указанных образований не позволяет согласиться с такой точкой зрения. Лавы, обнажающиеся в междуречье Делькана — Коготка, моложе щелочных базальтоидов междуречья Большой Романихи — Делькана, так как бесспорно доказано, что в данном районе прямо намагниченные породы древнее пород с обратной магнитной полярностью.

На обратно намагниченных щелочных лавах в низовьях р. Маймечи залегают меймечиты маймечинской свиты, которые также повсеместно намагничены противоположно современному геомагнитному полю.

Результаты изучения намагниченности эффузивных пород северо-западной части Сибирской платформы позволяют дополнить представления о последовательности развития траппового и щелочно-ультраосновного магматизма.

Закономерное изменение намагниченности эффузивных траппов свидетельствует о постепенном распространении вулканической деятельности в восточном направлении. Наиболее ранними были излияния эффузивов Норильско-Хараелахского района, сменившиеся затем мощными излияниями лав вдоль всей западной и северо-западной окраины Тунгусской синеклизы.

В целом формирование эффузивной трапповой толщи в северной части Тунгусской синеклизы представляло собой единый направленный непрерывный во времени магматический цикл. Это могло обусловить постепенное изменение магнетизма траппов в направлении от Енисейского района к Маймеч-Котуйской провинции. О непрерывности трапповых излияний на территории Тунгусской синеклизы свидетельствует как постоянство направлений векторов естественной остаточной намагниченности, так и отсутствие мощных туфогенных и осадочных горизонтов в разрезе базальтовой толщи, развитой в центральной и восточной частях синеклизы.

В Маймеч-Котуйской провинции комплексы пород траппового и щелочно-ультраосновного состава формировались, очевидно, параллельно. Так, во время излияния базальтов аянской свиты в междуречье Большой Романихи и Правой Боярки в районе низовьев р. Котуя происходили мощные излияния щелочных лав арыджангской свиты. В это же время формировались базальтовые образования коготокской свиты на площади к западу от р. Делькана.

В дальнейшем развитие траппового магматизма переместилось к северо-востоку, в низовья р. Котуя, а щелочно-ультраосновного — на запад.

в район междуречья Большой Романихи и Делькана. В этот период изливались базальтовые лавы нижней нормально намагниченной подсвиты коготокской свиты в низовьях рек Котуя и Маймечи, а в междуречье Делькана и Большой Романихи изливались прямо намагниченные щелочные лавы дельканской свиты.

После этого этапа эффузивной деятельности началось формирование обратно намагниченных вулканогенных пород. Раньше всего изливались базальты верхней подсвиты коготокской свиты.

В следующий период магматической деятельности начались излияния покровов щелочных базальтоидов дельканской свиты. В настоящее время отрицательно намагниченные лавы щелочного состава известны только в низовьях р. Маймечи, в междуречье Коготка и Делькана.

К этому же участку приурочены и наиболее молодые эффузивные образования территории — ультраосновные меймечиты, также обратно намагниченные. Однако, учитывая значительно более широкое распространение по площади даек щелочно-ультраосновного состава, имеющих отрицательную намагниченность и генетически связанных с лавами дельканской свиты, можно с уверенностью предполагать, что обратно намагниченные щелочные базальтоиды изливались на существенно большей территории, расположенной между нижним течением р. Большой Романихи и р. Котуем.

Выявленные во всей толще эффузивных пород палеомагнитные зоны могут быть увязаны с палеомагнитным разрезом пермо-триасовых отложений Русской платформы. По данным А. Н. Храмова [1963], положительной намагниченностью обладают породы нижнего отдела триасовой системы, которые перекрываются обратно намагниченной толщей пород, относящейся к самым низам среднего триаса. Исходя из этого можно заключить, что формирование траппового и щелочно-ультраосновного комплексов эффузивных пород северо-западной части Сибирской платформы происходило от поздней перми до среднего триаса включительно. Наиболее молодыми образованиями, относящимися к среднему отделу триасовой системы, являются щелочно-ультраосновные лавы Маймеча-Котуйского района.

РАСЧЛЕНЕНИЕ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ

Трапповые интрузии западной части Сибирской платформы могут быть разделены на несколько групп, существенно различающихся между собой по основным параметрам магнитных свойств.

Различиям в магнитных свойствах интрузий соответствуют различия в химизме слагающих их пород и в ряде случаев — в геологическом положении интрузий.

Разделение интрузий по магнитным свойствам в пределах отдельных регионов хорошо сопоставляется с местными схемами расчленения интрузивных траппов, основанными главным образом на петрохимических характеристиках пород.

Интрузии I группы, основным отличием которых является отрицательная полярность естественной остаточной намагниченности, широко распространены на всей территории западной части Сибирской платформы; различные интрузии, отличаясь иногда между собой по величине намагниченности, повсеместно сохраняют однообразную ориентировку вектора J_n и постоянно лабораторных параметров магнитных свойств.

К первой магнитной группе относятся траппы следующих комплексов, выделенных геологами Всесоюзного геологического института и Красноярского геологического управления: в Приангарье и на Подкаменной Тунгуске — ангарский и кузьмовский; в Туруханском районе — амовский и кузьмовский; в Норильском районе — интрузии III и V фаз (нерасчлененные). Можно считать, следовательно, что ангарскому, амовскому и кузьмовскому комплексам повсеместно присуща отрицательная полярность.

К этой же группе условно относится Моронговская интрузия, отличающаяся от остальных как по магнитным свойствам, так и по составу слагающих ее пород.

Интрузии II—IV группы характеризуются положительной полярностью, различаясь между собой другими параметрами намагниченности.

Интрузии II группы широко распространены в юго-западной части платформы и соответствуют в подавляющем большинстве случаев катангскому и реже — тычанскому интрузивным комплексам. Магнитные свойства пород, слагающих интрузии этих двух комплексов, существенно различны. Тем не менее, они отнесены к единой группе, поскольку отмечены интрузии с промежуточными характеристиками намагниченности. Это обстоятельство, возможно, указывает и на генетическое единство интрузий, относимых ныне к катангскому и тычанскому комплексам.

Интрузии северных районов платформы, выделяемые большинством исследователей в катангский комплекс, по магнитным свойствам отличаются от интрузий II группы, соответствующих катангскому комплексу в междуречье Ангары и Подкаменной Тунгуски. Отличаются они и петрографически: например, в северных районах к катангскому комплексу отнесены породы очень характерной структуры и внешнего облика — пойкилоофитовые (горшчатые) долериты, которые в Приангарье и на Подкаменной Тунгуске вообще не встречаются.

Величины индуктивной и остаточной намагниченности траппов, относимых к катангскому комплексу, повсеместно невелики, что свидетельствует о малом содержании в них ферромагнитных минералов.

Все это вместе взятое свидетельствует о том, что к катангскому комплексу отнесены интрузии различного состава, сформировавшиеся в разных условиях. Их роднит слабая дифференциация и незначительное содержание ферромагнитных минералов в породах. При более детальных исследованиях интрузии, относимые ныне к единому катангскому комплексу, будут, несомненно, разделены на несколько типов, а возможно, и самостоятельных комплексов.

III группу составляют интрузии титан-авгитовых диабазов, широко развитых в Норильском районе. Большинство исследователей относят эти интрузии к ергалахскому комплексу (первая тектоно-магматическая фаза, пермь).

Траппами IV группы сложены только дифференцированные рудоносные интрузии Норильского района. Таким образом, магнитные свойства траппов приобретают значение поискового признака.

В заключение следует отметить, что траппы отрицательной полярности (I группа), широко распространенные на всей западной части Сибирской платформы, обладают очень выдержанными характеристиками магнитных свойств. Несмотря на то, что первая группа объединяет значительное количество типов интрузий, разница в основных параметрах намагниченности незначительна.

Траппы положительной полярности весьма разнообразны как по составу, так и по магнитным свойствам. Уже сейчас уверенно выделяются три группы их (II—IV) и намечается еще одна. При этом, если интрузии I группы, как уже говорилось, распространены на всей платформе, то определенные группы положительно намагниченных траппов встречаются на ограниченных площадях. Так, интрузии II группы отмечены главным образом в Приангарье, IV группы — только в Норильском районе; пойкилоофитовые долериты и титан-авгитовые диабазы также распространены только в определенных тектонических регионах.

О ВЗАИМООТНОШЕНИИ ИНТРУЗИВНЫХ И ЭФФУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ

В настоящее время общепризнано, что между эффузивным и интрузивным трапповым магматизмом существует тесная генетическая связь. Однако из-за различных условий формирования интрузивных и эффузивных траппов возрастная корреляция между ними, как правило, затруднена.

Некоторые предположения о возрастных взаимоотношениях интрузивных и эффузивных пород можно сделать по данным изучения их магнитной полярности.

Как отмечалось выше, все породы, входящие в состав эффузивной толщи северной части Тунгусской синеклизы, характеризуются положительной магнитной полярностью. Мощность этой толщи базальтов, датированных ранним триасом, превышает 2500 м. Лишь в Маймечя-Котуйской провинции верхняя часть эффузивного разреза, включающая коготокскую, дельканскую и маймечинскую свиты (суммарная мощность более 2000 м), сложена породами с отрицательной магнитной полярностью.

Интрузии Маймечя-Котуйской провинции по характеру намагниченности хорошо сопоставляются с эффузивными образованиями. Силлы и дайки долеритов, широко развитые в районе обрамления эффузивных толщ и подразделяемые по знаку полярности, могут быть сопоставлены с соответствующими по направлению намагниченности базальтами верхней и нижней частей коготокской свиты. Интрузивные и жильные образования щелочного и ультраосновного состава, выходы которых тяготеют к площадям развития лавовых потоков арыджангской, дельканской и маймечинской свит, по своим магнитным характеристикам также соответствуют этим лавам. По-видимому, это является следствием параллельности эффузивной и интрузивной деятельности в периоды каждой из выделенных здесь тектоно-магматических фаз. При этом, так же как и эффузивы, интрузивные образования с обратной магнитной полярностью всегда оказываются более молодыми по сравнению с такими же породами, обладающими положительной магнитной полярностью.

Такой возрастной увязке эффузивных и интрузивных образований трапповой формации не противоречит и фактический материал, полученный при исследовании интрузивных траппов западной части платформы. Отмечены многочисленные пересечения нормально полярных интрузий обратно полярными, что дает основание говорить о более молодом, как правило, возрасте последних.

Что же касается сопоставления возраста интрузий и эффузивных свит, распространенных на западной окраине Тунгусской синеклизы, то это значительно более трудная задача. Если положительно намагниченным интрузиям можно найти аналоги в эффузивной толще, то для широко распространенных интрузий отрицательной полярности таких аналогов в данном районе не обнаружено. Этому факту может быть дано два объяснения. Во-первых, обратно намагниченные интрузии в этом районе могут быть древнее или моложе эффузивных образований, включающих все свиты, начиная от ергалахской и кончая самоедской. Во-вторых, не исключена связь обратной полярности интрузивных траппов с процессами самообращения намагниченности.

О ПОЛОЖЕНИИ ДРЕВНЕГО МАГНИТНОГО ПОЛЮСА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ

Возрастное положение вулканогенных образований северо-западной части Сибирской платформы из-за отсутствия в них органических остатков устанавливается предположительно. По-видимому, наиболее надежными являются данные о возрасте самых ранних эффузивных образований, перекрывающих флористически охарактеризованные верхнепермские осадочные породы. Поэтому большинство геологов относит развитие траппового и щелочно-ультраосновного магматизма к интервалу времени от поздней перми до среднего триаса. Однако имеются мнения о более широких временных пределах формирования вулканогенных пород. М. Л. Лурье и С. В. Обручев [1955] указывают интервал времени образования пород траппового комплекса от поздней перми до юры. Учитывая находки в устье р. Делькана юрских конгломератов, содержащих гальку нижележащих щелочных базальтоидов и трахитов, можно говорить о том, что вулканическая деятельность на территории северо-западной части Сибирской платформы завершилась в триасовом периоде.

Вой - самое место
пермских пород

Основные палеомагнитные данные

Номер участка	Район	Порода	Ф. Ш. с. Ш.	λ в. д.	Количество образцов	A°	i°	R	α°	Φ°	Λ°	θ_1°	θ_2°
1	Норильск	Базальты	69	88	12	107	64	11,5	9,5	37	145	15	12
2	Река Курейка	»	67,5	91	25	102	65	24,2	5	39	149	8	6,5
3	Озеро Чаша	»	68	93,5	14	111	68	13,7	6,5	40	144	11	9
4	» Дюкун	»	68	92	22	111	70	21,5	5	42	140	8,5	7,5
5	» Лама	»	69,5	91	27	100	69	26,2	7,5	45	149	13	11
6	» Собачье	»	69	91	23	100	68	22,1	7	43	150	12	10
7	Река Харпича	»	68,5	98	15	104	71	14,5	7	44	150	12	10
8	» Аякли	»	70	96	50	87	69	48,2	4	49	164	6	4,5
9	» Правая Боярка	»	70	98	27	93	70	26,2	5	48	159	8,5	7,5
10	» Большая Романиха	»	70,5	99,5	43	106	70	41,0	4,5	45	152	7,5	6,5
11	» Котуй	»	71,5	103	29	99 } 111	78 } 72,5	28,3	4,5	48	150	7,5	5,5
					57	298	-66	52,5	5,5				
12	»	Щелочные лавы	71	102,5	16	95	69	15,8	5,5	47	164	9,5	8,0
13	» Правая Боярка	Долериты	69,5	98	27	103	72,5	26,4	4	49	149	7	6
14	» Маймеча	»	70,5	101,5	22	102	72	21,4	5	48	153	8,5	7,5
15	» Большая Романиха	»	70,5	100	16	100	71	15,6	6	48	157	10	9
16	» Котуй	»	70	98	34	298	-72	—	2	43	145	—	—

Примечания. 1. Φ — широта места отбора образцов; λ — долгота места отбора образцов; A° — средний азимут вектора J_n ; i° — наклонение вектора J_n ; R — геометрическая сумма нормализованных векторов J_n ; α — радиус круга схожести для среднего направления вектора J_n при вероятности, равной 0,95; Φ — широта древнего магнитного полюса Земли в современных координатах; Λ — долгота древнего магнитного полюса; θ_1 и θ_2 — полуоси овала доверия для вычисленного местоположения полюса. 2. Первая на магнитность определена путем магнитной чистки образцов переменным магнитным полем с максимальной амплитудой 150–240 э, только для участка № 11 — путем определения среднего между прямо и обратно намагниченными образцами из разных палеомагнитных зон. 3. Все вычисления выполнены по известным формулам, приведенным в рукописи по палеомагнетизму [Храмов и др., 1961].

Установлено, что в течение геологической истории Земли магнитная ось ее перемещалась по сложной траектории, причем каждому периоду соответствовало определенное положение северного магнитного полюса [Храмов и др., 1961]. В связи с этим представляет интерес вычисление координат полюса по направлению остаточной намагниченности трапцов.

В первую очередь рассмотрим палеомагнитные данные, полученные в результате изучения эффузивных образований северо-западной части платформы (табл. 16). Для расчетов использованы такие группы ориентированных образцов, в которых оказалось возможным определить направление первоначальной остаточной намагниченности, приобретенной породами в момент их образования.

В табл. 16 включены также данные, полученные на основании изучения палеомагнетизма четырех пластовых интрузий долеритов Маймеча-Котуйского района, время образования которых связывается со временем излияния базальтовых лав коготокской свиты.

Все палеомагнитные полюсы, вычисленные по направлению векторов J_n эффузивов и интрузий северо-западной части Сибирской платформы, располагаются достаточно кучно в районе Японских островов и о. Сахалин. Это может служить косвенным подтверждением сравнительно узкого интервала геологического времени, в течение которого проявлялся трапповый магматизм.

Несколько отличаются от приведенных в табл. 16 данные о палеомагнетизме интрузивных траппов западной окраины платформы (табл. 17).

Таблица 17

Координаты древнего магнитного полюса Земли по данным изучения палеомагнетизма интрузивных траппов западной окраины Сибирской платформы

Район	Φ с. ш.	λ в. д.	A°	i°	α	Φ	Λ	θ_1	θ_2
Река Ангара	58,5	99	67	84	2,7	61	122	5,4	5,4
Река Подкаменная Тунгуска	62	95	68	81	2,2	63	131	4,4	4,4
Река Нижняя Тунгуска	64	92	74	81	2,0	63	132	4,0	4,0
Река Курейка	67	89	73	78	2,5	63	145	4,8	4,5

В табл. 17 включены данные только по недифференцированным интрузиям положительной полярности, которые большинством исследователей отнесены к третьей тектоно-магматической интрузивной фазе (нижний триас).

Представительность материала подтверждается результатами исследования стабильности J_n по отношению к переменным полям. Таким исследованиям подвергались отдельные образцы из ряда изученных интрузий. Вычисленные палеомагнитные полюсы располагаются в полосе широтного простирания ($61-63^\circ$ с. ш.) между 122 и 145° в. д.

Расхождение с приведенными выше данными по эффузивам северо-западной части платформы вряд ли связано с разновозрастностью этих образований. Оно может быть объяснено либо недоучетом вязкой намагниченности интрузивных пород, либо влиянием древней континентальной магнитной аномалии. Учесть ошибку, обусловленную последним обстоятельством, в настоящее время не представляется возможным, так как отсутствуют надежные данные о возрастной привязке интрузий, палеомагнетизм которых изучался в других районах Сибирской платформы.

В целом положение древних полюсов, рассчитанных по намагниченности пород трапповой формации западной части платформы, достаточно хорошо совпадает с их положением по данным палеомагнитных исследований пермских и триасовых осадочных и изверженных пород всего Евразийского континента [Храмов, Шмелева, 1963]. Согласно этим исследованиям, палеомагнитные полюсы в пермскую и триасовую эпохи были расположены в области, ограниченной координатами: $\Phi = 35 \div 65^\circ$ с. ш.; $\Lambda = 120 \div 180^\circ$ в. д.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования магнетизма и палеомагнетизма пород траптовой формации, выполненные в течение 1958—1965 гг. в различных районах западной и северо-западной частей Сибирской платформы, указывают на перспективность использования новых геофизических критериев при решении проблемы расчленения и картирования этих магматических образований.

Значение этого вывода трудно переоценить. Сравнительное однообразие вещественного состава траптов, отсутствие достаточного количества палеонтологических остатков в эффузивной толще, а также трудности в определении абсолютного возраста этих пород привели к тому, что до настоящего времени еще не выработаны приемлемые во всех отношениях схемы расчленения эффузивных и интрузивных траптов и последовательности траптового магматизма. Между тем решение этой задачи является проблемой первостепенной важности, поскольку она имеет прямое отношение к прогнозированию и поискам различных полезных ископаемых, генетически связанных с траптовой магмой.

Привлечение новых методов, безусловно, приблизит решение проблемы расчленения траптов. Уже сейчас, несмотря на трудность увязки полученных геофизических и геологических материалов, неравноценность фактических данных по различным районам, а также несмотря на оставшиеся неразрешенными до конца некоторые проблемы магнетизма и палеомагнетизма траптов, оказалось возможным сделать важные геологические выводы.

Прежде всего следует подчеркнуть, что в породах траптовой формации устанавливается очень четкая связь между магнитными свойствами и составом, генезисом и возрастом пород. Необходимым условием для выявления этой связи является использование статистических данных, что позволяет сгивелировать и устранить осложняющие вторичные факторы, не обусловленные геологическими особенностями траптов.

В результате анализа различных магнитных параметров пород в пределах северной части Тунгусской синеклизы намечены три области (зоны) распространения базальтовых лав, относящиеся, по-видимому, к разным стратиграфическим уровням и в то же время тяготеющие к определенным структурно-фациальным зонам, выделенным при геологических исследованиях траптов по их геохимическим особенностям, петрографическому составу и геоструктурному положению районов (Хараелахско-Северореченская, Тунгусская и Маймеча-Котуйская структурно-фациальные зоны).

Характер намагниченности базальтов Тунгусской синеклизы закономерно изменяется с запада на восток. По направлению от Норильского района к низовьям р. Котуя менее магнитные разновидности эффузивных траптов последовательно сменяются все более и более магнитными. В настоящее время этот факт может быть объяснен только возрастными отличиями пород. Наиболее ранние излияния (верхняя пермь) базальтов происходили в Норильско-Хараелахском районе, а наиболее молодые базальтовые покровы формировались в Маймеча-Котуйском районе на границе нижнего и среднего отделов триасовой системы. Исходя из этого, можно предположить, что происходило последовательное развитие эффузивной траптовой деятельности в восточном направлении.

Соотношение зон обратной и нормальной магнитной полярности в эффузивных толщах Маймеча-Котуйской провинции позволяет сделать вывод о параллельном развитии траппового и щелочно-ультраосновного магматизма. Однако, в отличие от излияний базальтов, излияния щелочных и ультраосновных пород последовательно перемещались в направлении с востока на запад. Именно этим может быть обусловлено несоответствие стратиграфической последовательности базальтов коготокской свиты и щелочных лав арыджангской и дельканской свит в районах низовьев рр. Котуя и Маймечи.

Привлечение данных о магнитных свойствах пород способствует также расчленению интрузивных траппов западной окраины Сибирской платформы. При этом благодаря детальному лабораторному анализу магнетизма траппов удалось не только четко разграничить те интрузии, которые характеризуются разным знаком магнитной полярности, но и выделить среди них самостоятельные группы, отличающиеся по химизму пород. В настоящее время выделено четыре группы таких интрузий, причем одна из них объединяет дифференцированные рудоносные интрузии Норильского района.

Изложенные в работе материалы и следующие из них выводы свидетельствуют о целесообразности продолжения начатых исследований. С полной определенностью можно утверждать, что решение проблемы расчленения, картирования и возрастной корреляции пород трапповой формации возможно лишь в результате комплексного геолого-геофизического изучения этих образований.

ЛИТЕРАТУРА

Берсудский Л. Д. К вопросу о причинах обратной полярности руд Ангаро-Илимского района. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, вып. 20, Иркутск, 1937.

Бутакова Е. Л. К петрологии Маймеча-Котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 89, 1956.

Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород. В кн. Петрография Вост. Сибири, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Вакар В. А., Воронов П. С., Деменицкая Р. М. К вопросу о региональных разломах севера Средней Сибири. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 67, 1958.

Вешев А. В. Зависимость магнитной восприимчивости горных пород и руд от содержания ферромагнитных компонентов. Тр. Всес. ин-та развед. геофиз., вып. 2, 1950.

Воронов П. С. Общие закономерности структурного плана севера Средней Сибири. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 89, 1956.

Воронов П. С. и др. Новейшая тектоника заполярной части Лено-Енисейской области. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 105, 1959.

Глебовский Ю. С. О причинах аномального намагничивания горных пород и руд. Сб. науч.-техн. инф., № 1, 1955. (МГиОН СССР).

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Годлевский М. Н. Роль магматических комплексов в металлогении западной части Сибирской платформы. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 3, 1961.

Голубков В. С. О цикличности геологического развития северо-запада Сибирской платформы. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 133. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Гусев Б. В. Палеомагнитные данные о возрастных взаимоотношениях долеритов и щелочно-ультраосновных пород в районе нижнего течения реки Котуя. Инф. бюл. Ин-та геол. Арктики, вып. 24, 1961.

Гусев Б. В. Палеомагнитная корреляция эффузивных образований на севере Сибирской платформы. Инф. сб. Ин-та геол. Арктики, вып. 29, 1962а.

Гусев Б. В. Причины отрицательных магнитных аномалий Маймеча-Котуйского района. Л., Гостоптехиздат, 1962б. (Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 132).

Давыдов В. Ф. Рекогносцировочные палеомагнитные исследования трапповой формации Сибирской платформы. Геол. и геофиз., № 11, 1965.

Иванов А. И., Пирожников Л. П. Возраст щелочно-ультраосновных вулканогенных образований севера Сибирской платформы. ДАН СССР, т. 127, № 5, 1959.

Комаров А. Г. К вопросу об остаточной намагниченности горных пород в связи с их возрастом. ДАН СССР, т. 10, № 2, 1956.

Комаров А. Г. Остаточное намагничение горных пород и их возраст (палеомагнетизм и движение полюсов). Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1957.

Кочегура В. В. Палеомагнитные методы возрастной корреляции горных пород. Сов. геол., № 4, 1961.

Лебедев А. П. О типах дифференциации в траппах Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1957.

Лебедев А. П. Трапповая формация низовьев бассейна р. Подкаменной Тунгуски. В кн. Петрография Вост. Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Логачев А. А. Курс магниторазведки. Л., Гостоптехиздат, 1962.

Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 7, 1955.

Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. В кн. Петрография Вост. Сибири, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Макарова З. В. Положение полюса в триасе по остаточной намагниченности базальтовых траппов Енисея. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 10, 1959.

Межвилк А. А. Маркирующие горизонты среди эффузивных траппов Сибирской платформы. Геол. и геофиз., № 4, 1962.

Металлова В. В., Файнберг Ф. С. О стабильности естественной остаточной намагниченности траппов. В кн. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Красноярск, Изд-во СО АН СССР, 1963.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., Мир, 1965.

Никольская Т. А. Ульвошпидель в титаномагнетитах г. Патун. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 120, 1961.

Одлинг Г. Л. Петрология. М., Госгеоллиздат, 1941.

Петрова Г. Н. Магнитная стабильность горных пород. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1957.

- Петрова Г. Н. Лабораторная оценка стабильности остаточной намагниченности горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Пискарев А. Л. Интерпретация магнитных аномалий северной части Тунгусской синеклизы. Уч. зап., регион. геол., вып. 6. Изд. Ин-та геол. Арктики. 1965.
- Полькин Я. И. История геологического развития северо-западной части Сибирской платформы. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 65, 1959.
- Полькин Я. И. Закономерности размещения вулканогенных образований севера Сибирской платформы в связи с их рудоносностью. Тезисы докл. к конфер. по петрологии трапхов и связанному с ними оруденению 22—28 марта 1965 г., Ленинград, Изд. Ин-та геол. Арктики, 1965.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. ИЛ, 1962.
- Ранкорн С. К. Палеомагнетизм горных пород. В кн. Палеомагнетизм. ИЛ, 1962.
- Саврасов Д. И., Камышева Г. Г. К вопросу о применимости палеомагнитного метода для оценки возраста сибирских трапхов. В кн. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Красноярск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Смелов А. А. Характер намагниченности руд и природа отрицательных магнитных аномалий Ангаро-Илимского района. Уч. зап. ЛГУ, сер. физ. и геол., вып. 10, 1958.
- Ткаченко Б. В. и др. Геологическое строение северной части Средне-Сибирского плоскогорья. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 81, 1957.
- Файнберг Ф. С. Намагниченность и химический состав трапхов в южной части Сибирской платформы. Геол. и геофиз., № 9, 1960.
- Файнберг Ф. С., Дашкевич Н. Н. Характер намагниченности трапхов в нижнем течении Ангары. Геол. и геофиз., № 6, 1960.
- Храмов А. Н. Палеомагнитное изучение разрезов верхней перми и нижнего триаса севера и востока Русской платформы. В кн. Палеомагнитные стратиграф. исслед. Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Храмов А. Н. и др. Методика палеомагнитных исследований. Л., Гостоптехиздат. 1961.
- Храмов А. Н., Шмелева А. Н. Данные о геологической истории магнитного поля Земли. В кн. Палеомагнитные стратиграф. исслед. Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Шоломо Л. Е. Вязкая намагниченность горных пород. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 45, вып. 3, 1961.
- Яновский Б. М. Земной магнетизм. Изд. ЛГУ, 1963.
- V. V. Haskara & J. A. O. Magnetic properties of magnetite. Geophys., vol. 21, № 4, 1956.
- Сох А. Anomalous remanent magnetisation of basalt. Geol. surv. bull., 1083-E, Washington, 1961.
- Сох А. Reversals of the earth's magnetic field. Science, 144, 1964.
- Сох А., D o e l l R. R. Magnetic properties of the basalt in Hole EM 7. Mohole project. J. Geophys. res., 67, 10, 1962.
- Сох А., D o e l l R. R. Long period variations of the geomagnetic field. Bull. Seismolog. sos. Amer., vol. 54, № 6, 1964.
- G r a h a m J. W. The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. J. Geophys. res., 54, 2, 1949.
- G r a h a m J. Changes of ferromagnetic minerals and their bearing on magnetic properties of Rocks. J. Geophys. res., 58, 2, 1953.
- H o s p e r s J. Reversals of the main geomagnetic field. I. Proceed. Keninklijke Nederl. akademie., vol. 46, № 5, ser. B, 1953.
- W e a v i n g B. The effects of heating and their importance in rock magnetism. Proc. phys. Soc., 5, 1962.

*Борис Васильевич Гусев, Валерия Валентиновна Металлова,
Феликс Самуилович Файнберг*

МАГНЕТИЗМ ПОРОД ТРАПХОВОЙ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Научный редактор *Н. Н. Михайлов*. Ведущий редактор *М. И. Федотова*
Технический редактор *А. Б. Яциуржинская*. Корректор *Л. Г. Андриященко*

М-12455. Сдано в набор 5/VII 1967 г. Подписано к печати 12/X 1967 г.
Формат бумаги 70 × 108¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 5¹/₄. Усл. л. 7,35. Уч.-изд. л. 7,28.
Изд. № 988. Тираж 1700 экз. Заказ № 830. Индекс 3—1—1—Л.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. Ленинград, Ф-2, ул. Ломоносова, 22.

Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР. Московский пр., 91.

Цена 49 коп.